

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Ústav petrologie a strukturní geologie



**Minerální asociace, alterační reakce a transportní model
pro vznik greisenů blatenského granitového masívu
v Krušných horách**

Mineral assemblages, alteration reactions and transport model
of the greisen formation in the Horní Blatná granite pluton,
Krušné hory Mts.

Diplomová práce

Bc. Matylda Heřmanská

Praha 2013

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, dne 3.5.2013

Matylda Heřmanská

Tuto práci bych chtěla věnovat svým rodičům.

„Water its living strength first shows, when obstacles its course oppose“

Johann Wolfgang Goethe (1749-1832)

Obsah

Poděkování	1
Abstrakt.....	2
English abstract	3
1 Úvod	4
1.1 Hydrotermální roztoky a jejich migrace v zemské kůře	4
1.2 Alterační mechanismy při greisenizaci	5
1.3 Vysoce vyvinuté granity jako prekursor pro vznik greisenové mineralizace	6
1.4 Cíle a struktura práce	7
2 Přehled geologické stavby	8
2.1 Krušnohorské krystalinikum.....	8
2.2 Granity krušnohorského batolitu	9
2.3 Geologie blatenského masívu	12
3 Petrografie blatenského masívu	18
3.1 Metodika.....	18
3.2 Horniny kontaktního dvora intruze.....	18
3.2.1 Kontaktní rohovce.....	18
3.2.2 Turmalínové fylity a turmalinity.....	19
3.2.3 Kvarcity.....	21
3.2.4 Amfibolity.....	21
3.3 Granity.....	21
3.3.1 Biotitové granity až biotitové granity s muskovitem	25
3.3.2 Biotitové granity s turmalínem	25
3.3.3 Biotitové až zinnwalditové granity s topazem	26
3.3.4 Zinnwalditové granity s topazem	26
3.3.5 Horninotvorné minerály granitů.....	26
3.4 Žilné horniny	27
3.4.1 Granitové porfyry	27
3.4.2 Žilné ryolity.....	27
3.5 Greiseny.....	28
3.5.1 Greisenizované granity	28
3.5.2 Slídnato-křemenné greiseny.....	28
3.5.3 Topaz-křemenné greiseny.....	28
3.5.4 Turmalín-křemenné greiseny.....	29
3.5.5 Křemenné greiseny.....	29
3.5.6 Greisenizované žilné ryolity.....	31
3.5.7 Minerální složení greisenů.....	31
3.6 Neovulkanity	31
4 Chemické složení minerálů	33
4.1 Metodika.....	33
4.2 Živce	33
4.3 Slídy.....	35
4.3.1 Trioktaedrické slídy.....	37
4.4 Topaz	41
4.5 Turmalín	43
4.6 Akcesorické minerály	48
4.6.1 Apatit.....	48
4.6.2 Rutil.....	49

4.6.3 Kasiterit	50
5 Diskuze.....	51
5.1 Chemické složení a stupeň vývoje granitů	51
5.2 Diferenciace, vmístění a krystalizace blatenského masivu.....	52
5.2.1 Diferenciace magmatu	52
5.2.2 Interpretace texturních typů.....	53
5.2.3 Teplotně tlakové podmínky krystalizace granitů.....	56
5.2.4 Původ muskovitu.....	57
5.2.5 Krystalizace turmalínu.....	57
5.3 Mechanismy greisenizačních reakcí	59
5.3.1 Látkové změny v průběhu alteračních reakcí.....	59
5.4 Složení hydrotermálních fluid	62
5.5 Transportní teorie a model průtoku fluid.....	65
5.5.1 Model kontinua	65
5.5.2 Model greisenizace v blatenském masivu	67
6 Závěr	71
7 Seznam literatury	73
8 Seznam příloh	80
Příloha A: Geologická mapa blatenského masivu 1:10 000	80
Příloha B: Odkrytá mapa texturních a mineralogických typů granitu	80
Příloha C: Odkrytá mapa s lokalizací greisenových tahů	80
Příloha D: Seznam odebraných vzorků	84
Příloha E: Seznam zkratk minerálů použitých v textu v textu	98

Poděkování

Tato práce vznikla za finanční podpory Grantové agentury ČR v rámci projektů č. 205/09/P135 a P210/12/0986.

Chtěla bych poděkovat doc. Davidovi Dolejšovi, který ve mně podnítil zájem o vznik a vývoj hydrotermálních systémů a poskytl mi příležitost se v této problematice alespoň částečně zorientovat. Má vděčnost mu patří i za to, že měl trpělivost a čas se mnou práci konzultovat, i když to pro něj nebylo vždy lehké. Rovněž mu děkuji i za to, že mě podpořil při prezentaci této práce na konferencích.

Mé vřelé díky patří mojí rodině, a to především mým rodičům a Karlovi Kuchlerovi, kteří mě podpořili nejen morálně při tvorbě mé diplomové práce.

Na závěr bych chtěla poděkovat Dr. Rackovi, doc. Holubovi a Dr. Klápkové za možnost konzultace některých aspektů a Vítovi Peřestému, Václavovi Špillarovi, Radimovi Jedlíčkovi a Jakubovi Krylovi za pomoc při odebírání, resp. převozu vzorků.

Všem těmto lidem patří moje velké díky!

Abstrakt

Hydrotermální soustavy spjaté s intruzemi vysoce vyvinutých granitů jsou doprovázeny řadou alteračních a mineralizačních stylů, a představují významný zdroj ekonomických kovů. Tato diplomová práce se zaměřuje na popis a interpretaci geologické stavby, petrografického složení, texturního vývoje, alterační zonality a výpočet integrovaného průtoku fluid ve vysoce vyvinutých Li, F-bohatých granitech blatenského masivu v západních Krušných horách. Intruzive představuje složené těleso, které vytváří řada dílčích intruzivních jednotek, které byly vmístěny ve dvou fázích. Produkty první fáze představují řídké až středně porfyrické jemnozrné nízkolithnoannitové granity, které jsou srovnatelné s okrajovými granity (G2) smrčinského batolitu nebo přechodnými granity typu Walfischkopf v západokrušnohorském plutonu. Intruzivní jednotky druhé fáze se postupně vyvíjejí od středně a hrubě zrnitých, místy seriálních vysokolithnoannitových a zinnwalditových granitů s topazem, místy s turmalínem směrem k vysoce vyvinutým, afyrickým jemnozrným topaz-zinnwalditovým, resp. trilithionitovým granitům. Tato intruzivní sekvence přibližně odpovídá faciím EIB 2 až EIB 3 v západokrušnohorském plutonu, příp. typům G3 Waldstein a G4 ve smrčinském batolitu, přestože stupeň jejich geochemického vývoje v blatenském masívu je výrazně vyšší. Žíly a tahy greisenů se především vyskytují ve středně a hrubě zrnitých typech, příp. v nejbližším exkontaktu, ale většinou scházejí v jemnozrných, méně i více vyvinutých členech masívu. Greisenová alterace a mineralizace zahrnuje několik fází: (i) výměnu alkálií mezi K-živcem a albitem; (ii) rozklad živců na křemen a sericit za současné přeměny tmavých slíd na muskovit. Tento pochod vyžaduje lokální transport Al a pravděpodobně probíhá za spoluúčasti silicifikace během chladnutí hydrotermálního roztoku; (iii) rozklad muskovitu na topaz a křemen za konzervativního chování Al, kde redukce objemu a vznik porozity jsou kompenzovány intergranulární silicifikací; (iv) frakturace a vyplňování volného prostoru monominerálními křemennými greiseny, resp. křemennými žilami. Využití transportní teorie pro odhad integrovaného průtoku hydrotermálních roztoků ukazuje, že vznik greisenů vyžaduje infiltraci nerovnovážné fluidní fáze, jejíž teplota vzniku byla 480 °C nebo vyšší. Hydrotermální alterace vedoucí ke vzniku muskovit-křemenných, resp. topaz-křemenných greisenů odpovídá integrovanému průtoku 10^2 to 10^3 m³ fluidní fáze na m² horniny. Tvorba jedné greisenové žíly o charakteristickém objemu 10^3 – $5 \cdot 10^4$ m³ vyžaduje 10^5 – $3 \cdot 10^7$ m³ fluidní fáze, která se musela vyloučit z intruze o velikosti 80-700 m v každém směru.

English abstract

Hydrothermal systems related to highly evolved granitic magmas host diverse mineralization styles and provide an important source of economic metals. This master thesis concentrates on description and interpretation of geological structure, petrographic and textural variability, alteration zoning and calculation of time-integrated fluid fluxes recorded in highly evolved granites and tin-mineralized greisens of the Horní Blatná massif in the Western Krušné hory pluton. The massif is a composite intrusion, which consists of a large number of intrusive units emplaced during two stages. The first stage is represented by sparsely porphyritic fine-grained low-lithian annite granites that can be correlated with marginal granites (G2) of the Fichtelgebirge (Smrčiny) batholith or with intermediate granites (Walfischkopf type) of the Western Krušné hory (Erzgebirge) pluton. Intrusive batches of the second stage progressively evolve from medium- to coarse-grained serial high-lithian annite and zinnwaldite granites with topaz and rare tourmaline towards aphyric fine-grained zinnwaldite (or trilithionite) granites. This suite corresponds to the EIB2 and EIB3 facies of the younger intrusive complex in the Western Krušné hory (Erzgebirge) pluton and it can be compared to the G3 Waldstein and G4 units in the Fichtelgebirge (Smrčiny) batholith. Greisen veins and swarms are irregularly distributed but predominantly hosted in the medium- to coarse-grained granites and generally lacking in the less or more evolved fine-grained varieties. Greisenization occurred in several stages: (i) incipient alkali exchange between K-feldspar and albite; (ii) breakdown of feldspars to quartz and muscovite, with concomitant replacement of dark micas by muscovite. Silicification with sericite formation vs. muscovite formation are spatially decoupled and represent dissolution-precipitation process, which requires local transport of Al; (iii) breakdown of muscovite to topaz and quartz, which is a replacement reaction under Al-conserved conditions but porosity formation that is counterbalanced by quartz precipitation; (iv) hydraulic fracturing and open-space filling by quartz greisens and monomineralic veins. Thermodynamic simulation of fluid-mineral interaction during disequilibrium infiltration in a pressure-temperature gradient reveals that the formation of mica-quartz and topaz-quartz greisens requires time-integrated fluid fluxes 10^2 to 10^3 m³ fluid per m² rock. The formation of a single greisen vein with a typical volume of 10^3 – $5 \cdot 10^4$ m³ would thus require 10^5 – $3 \cdot 10^7$ m³ aqueous fluid that must have exsolved from an intrusion measuring 80-700 m in each dimension.

1 Úvod

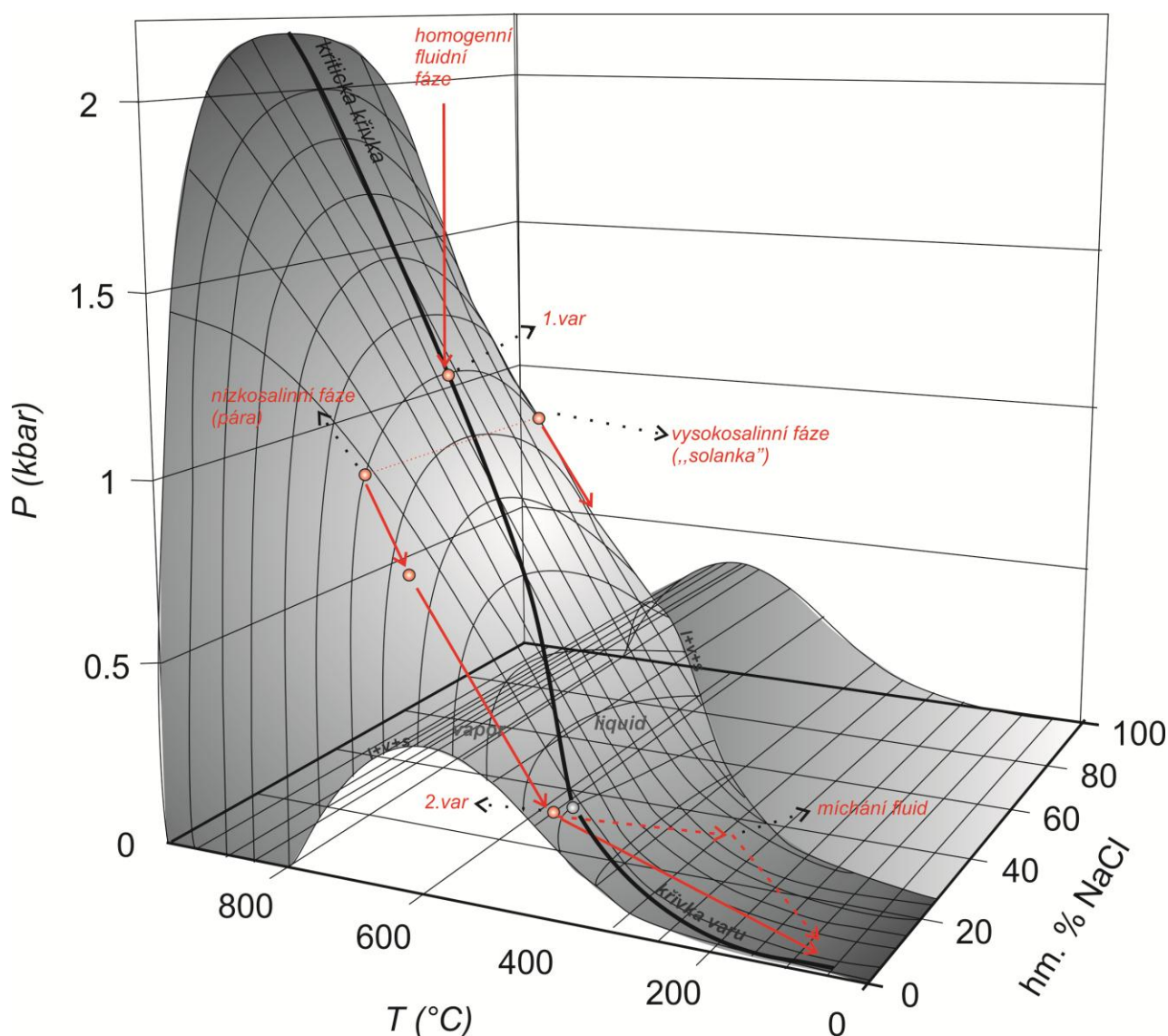
Vodná fluidní fáze je nezbytnou součástí endogenních geodynamických procesů odehrávajících se ve svrchní kůře. Voda se zde vyskytuje v kapalné či plynné formě nebo ve formě superkritické fluidní fáze. K jejich uvolnění z hornin dochází při metamorfní devolatilizaci, při subdukci hydratované oceánské kůry, popř. při výstupu a krystalizaci magmatu. Uvolněná fluidní fáze má schopnost rozpouštět okolní minerály a vzhledem k nízké hustotě má rovněž velkou schopnost migrovat kůrou i na velké vzdálenosti, a proto transportovat značné množství rozpuštěného materiálu. Fluidní fáze se během výstupu dostává do odlišných fyzikálních nebo chemických podmínek, kde se snaží dosáhnout rovnováhy. Tím dochází k pestré škále interakcí s okolní horninou, změnám chemického a minerálního složení i speciace. Z těchto úvah vyplývá, že vznik, pohyb a interakce fluid s horninou jsou v odlišných geologických prostředích velmi specifické. Tato práce se zaměřuje na aspekty spjaté s krystalizací granitů a jejich hydrotermálně ložiskotvorným potenciálem na příkladu greisenizace.

1.1 Hydrotermální roztoky a jejich migrace v zemské kůře

Při výstupu magmatu svrchní kůrou dochází v důsledku poklesu tlaku ke snížení rozpustnosti vody v silikátové tavenině (Goranson, 1931; Burnham, 1979) a k jejímu uvolňování ve formě hydrotermálního roztoku (tzv. první var). Postupující krystalizace silikátů rovněž podporuje přesycení taveniny H_2O a její vylučování (tzv. druhý var; obr. 1.1). Oba případy jsou doprovázeny značnou kladnou změnou objemu, tedy uvolněním mechanické energie, což může vyústit v křehké porušení okolní horniny (hydrofrakturaci) a zvýšení permeability nezbytné pro migraci roztoků (Seltmann, 1994; Cox, 2010). Rychlá migrace fluidní fáze současně zajišťuje zachování původního látkového obsahu a teploty, což následně podporuje intenzitu hydrotermální alterace (Berger et al., 2008). Rychlost pohybu fluidní fáze je proto řízena dvěma faktory: (i) mechanickou energií uvolněnou při varu, a (ii) velmi nízkou viskozitou fluidní fáze (1 až 2×10^{-4} Pa.s; Walther a Orville, 1982).

Při migraci fluidní fáze díky propojenému systému fraktur nebo pórů, je gradient tlaku aproximován hydrostatickým gradientem, který odpovídá $-\rho_f g$, kde ρ_f je hustota fluidní fáze, g je gravitační zrychlení. Záporné znaménko značí, že směr toku je opačný než směr hydrostatického gradientu. Jelikož hustota fluidní fáze je menší než hustota horniny, bude v dané hloubce tlak fluidní fáze menší než tlak okolní horniny a jejich rozdíl se s rostoucí hloubkou zvyšuje. Tento rozdíl je podstatou vztlakové síly. S růstem teploty a tlaku dochází k duktilní deformaci a rekrystalizaci způsobující kolaps systému pórů. Tlak fluid za těchto podmínek odpovídá v hloubce h litostatickému tlaku $\rho_r g$, kde ρ_r je hustota horniny. Tok fluid objemem permeabilní horniny je definován Darcyho zákonem, přičemž permeabilita homogenních magmatických hornin je nepřímo úměrná zrnitosti. S klesající velikostí zrn hodnoty permeability rostou v důsledku nárůstu množství intergranulárních kanálů

Ve fluidní fázi jsou obsaženy hlavně kationty typu Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} a anionty Cl^- , F^- , HS^- a HPO_4^{2-} . Míra rozpouštění pevných fází do roztoku je podmíněna relativní velikostí mřížkové a hydratační entalpie. Jsou-li poloměry kationtů a aniontů rozdílné, mřížková entalpie minerálů je nízká, hydratační entalpie vysoká a dochází ke zvýšení rozpustnosti (Shriver a Atkins, 2006). Stabilita iontů v roztoku je podmíněna tvorbou tzv. hydratační sféry (Brimhall a Crerar, 1987), a to prostřednictvím specifické konfigurace molekul vody. Nejstabilnější hydratační sféry tvoří malé kationty s velkým nábojem (Chenevoy a Piboule, 2007). Stabilita hydratačních sfér se mění s teplotou a tlakem fluidní fáze, a tyto změny se odrážejí ve změnách rozpustnosti minerálů s teplotou a tlakem (Dolejš a Manning, 2010). Rozpustnost horninotvorných minerálů v hydrotermálních roztocích je obecně nízká (Dolejš a Manning 2010), ale v případě rudních složek je zvýšená, především vlivem komplexace s vhodnými ligandy, např. Cl , F , S , CO_2 (Wood a Samson 1998).



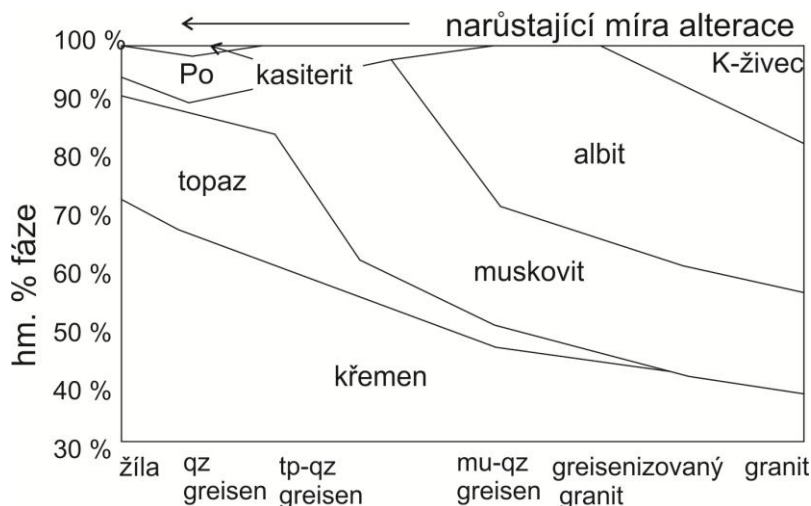
Obr. 1.1: Binární diagram NaCl-H₂O s naznačenou dráhou fluidní fáze pro případ vmístění magmatických intruzí (upraveno dle Liebschera, 2007 a Munteana et al., 2011).

1.2 Alterační mechanismy při greisenizaci

Při pohybu horninovým prostředím dochází k reakci mezi vodnou fází a horninou tak, aby byla dosažena lokální rovnováha (Robb, 2005; Pirajno, 2009), a to nejčastěji hydrolýzou, tedy reakcí mezi slabou kyselinou či zásadou a okolní horninou (Krauskopf, 1979). Intenzita reakce je přitom podporována zvýšenou měrou disociace, resp. koncentrací H^+ a OH^- v roztoku. Tyto ionty jsou následně zahrnuty do struktury hydratovaných silikátových minerálů (slíd, chloritu, topazu atd.).

Termín greisen je používán pro hydrolytickou fyllickou až pokročilou argillickou alteraci, v prostředích s vysokým obsahem fluóru (Burt, 1981). Někteří autoři (např. Scherba, 1970) přisuzují pojem greisen alteraci, která je způsobena přítomností pozdně magmatické až postmagmatické volatiliemi bohaté fluidní fáze uvolňované z vysoce vyvinutých magmat. Tyto alterační reakce probíhají za relativně nízkých teplot 500 °C až 250 °C, (Ďurišová et al., 1979; Charoy, 1979; Haapala a Kinnunen, 1979; Kelly a Rye, 1979). Greiseny obsahují množství litofilních prvků, jako např. Sn, W, Mo, Be, Li, Bi, které jsou často zájmovými prvky těžby greisenových ložisek.

Produktem greisenizace jsou hydrotermálně alterované granitické horniny, kde převažují křemen, lithné nebo světlé slídy, topaz, turmalín, příp. další F-, popř. B-bohaté minerály. Při greisenizaci nejprve dochází k muskovitizaci plagioklasu, K-živce a biotitu. Pokročilá fáze greisenizace je charakteristická kompletním nahrazením živce za vzniku muskovitu, topazu a hydrotermálního křemene (obr. 1.2) nahrazením původní horniny nebo v puklinách.



Obr. 1.2: Zjednodušený průřez alterovanou horninou znázorňující sekvenci minerálních asociací vzniklých greisenizací (Halter et al., 1998).

Na greiseny jsou často vázána významná ložiska Sn. Rozpusťnost Sn v hydrotermálních roztocích za zvýšených teplot byla experimentálně studována mnoha autory (např. Barsukov, 1971; Dadze et al., 1981; Jackson a Helgeson, 1984). Koncentrace Sn ve fluidní fázi je ovlivněna relativně malými změnami ve fugacitě kyslíku, pH roztoku, koncentraci NaCl a nebo teplotě. Stabilitní pole vodných komplexů SnCl_2 a SnF_2 roste s rostoucí teplotou od 250 °C do 350 °C ($a_{\text{Cl}}/a_{\text{F}}$ se mezi těmito teplotami téměř nemění).

1.3 Vysoce vyvinuté granity jako prekurzor pro vznik greisenové mineralizace

Greisenizace je přímo závislá na odmítnutí kyselých hydrotermálních roztoků z mateřského magmatu. Přirozeným procesem obohacení vody v tavenině je frakcionovaná krystalizace, kdy voda nevstupuje do minerálních fází nebo jen v omezené míře, ale setrvává ve zbytkové tavenině. Greisenizace je proto prostorově spjata s pokročilými diferenciaty granitů, které jsou charakteristické zvýšeným obsahem Na, obohacením těkavými složkami např. H_2O , F, B, P a litofilními prvky Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Sn, W atd.

Teorie o vzniku vysoce vyvinutých granitů se různí. Vznik Li, F-bohatých magmat je spojen s parciálním tavením sedimentárních protolitů během kontinentální kolize nebo tavením metasomatických hornin (Kovalenko a Kovalenko, 1984). Obecně přijímanou představou je primární magmatický původ, přičemž k obohacení těkavými složkami a inkompatibilními prvky dochází v průběhu magmatické diferenciaci, např. frakcionované krystalizace (např. Kovalenko, 1977). Protichůdným konceptem je autometasomatóza, příp. hydrotermální metasomatóza původních méně vyvinutých granitů (např. Beus et al., 1962). Intruzivní tělesa Li, F-bohatých granitů jsou prostorově zonální: nejnižší zóna obsahuje středně zrnité biotitové granity přecházející směrem k povrchu do mikroklín-albitových až albit-lepidolitových granitů. Lithno-fluorové granity jsou složeny z křemene, K-živce a albitu s akcesorickým výskytem lithné slídy, často topazu, lithných fosfátů a turmalínu. Plagioklas je v biotitových granitech diferenciací nahrazen albitem a jeho modální zastoupení roste směrem k povrchu, zatímco množství křemene klesá. Směrem k albit-lepidolitovým granitům dochází i k obohacování slídy lithiem (přeměna siderofylitu přes zinnwaldit na

lepidolit). Distribuční koeficienty F, Li, Ta, Sn či Ti mezi minerály a silikátovou taveninou jsou menší než 1 a nejsou významně ovlivněny strukturou taveniny či koncentrací těchto prvků (Antipin et al., 1981; Kovalenko et al., 1977). Frakcionovaná krystalizace proto vede k postupnému nabohacení těchto prvků v tavenině. Přítomnost F v tavenině vede k rozšíření pole stability křemene a snížení teploty solidu (Manning, 1981; Dolejš and Baker, 2007).

1.4 Cíle a struktura práce

Blatenský granitový masiv je příkladem YIC typu granitu. Chladnutí těchto typů je doprovázeno uvolňováním fluidní fáze a vznikem hydrotermálních systémů doprovázené Sn-W mineralizací. Mnoho petrografických prací se zabývalo texturní a mineralogickou charakteristikou, nicméně doposud nebyl spolehlivě vysvětlen mechanismus alteračních reakcí, charakter fluidní fáze a její závislost na texturní, resp. geochemické typy granitů.

Tato práce je uvedena stručnou charakteristikou geologie oblasti s důrazem na charakteristiku granitů variského stáří. Kapitola Petrografie obsahuje petrografický popis pozorovaných horninových typů, včetně obrazové dokumentace. V případě granitů a greisenů byly pořízeny makrofotografie zdůrazňující rozdíly mezi vymezenými texturními, resp. mineralogickými typy. Kapitola Chemismus minerálů obsahuje detailní chemické analýzy K-živců a plagioklasů, slíd, topazů, turmalínů a opakních minerálů. Důraz byl kladen především na tmavé a světlé typy slíd, neboť jsou významným a často také jediným indikátorem při popisu primárních magmatických, i sekundárních hydrotermálních jevů.

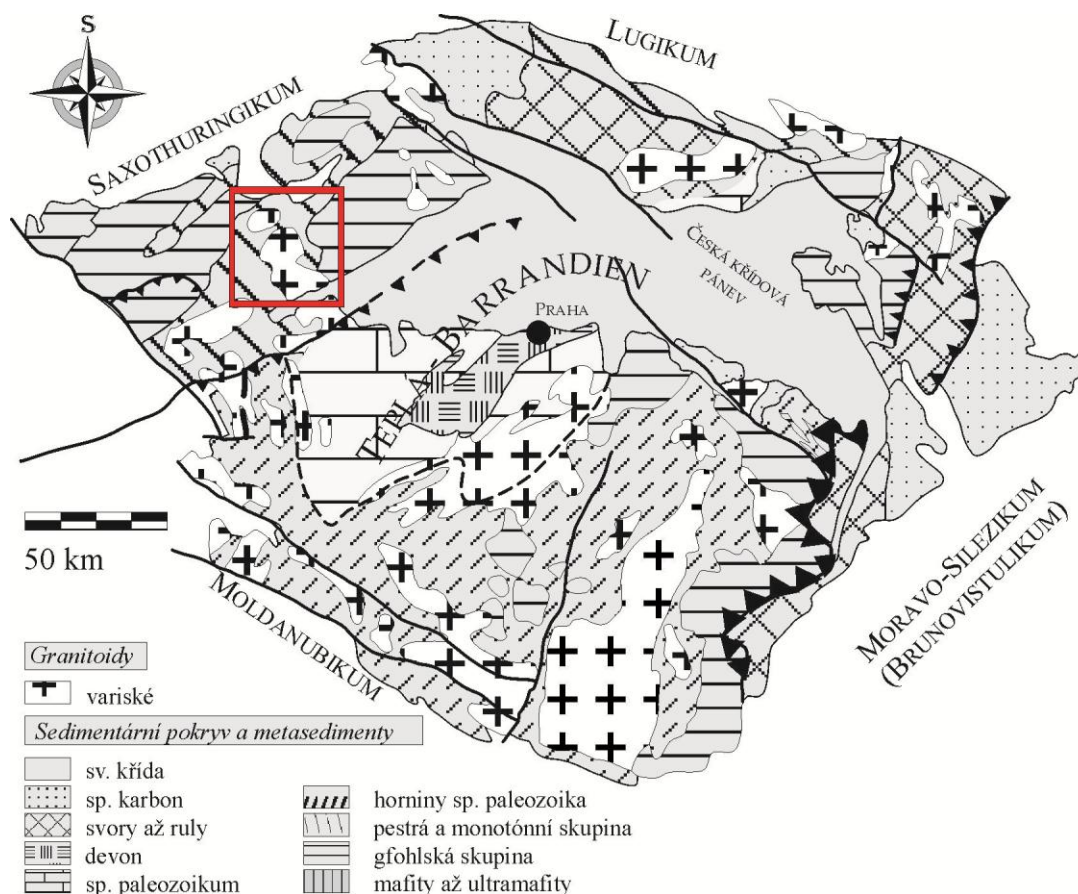
Diskuze zhodnocuje nashromážděná data a představuje nový pohled na původ granitů blatenského granitového masivu. Následuje detailní popis a rozbor alteračních reakcí, včetně výpočtu chemického složení hydrotermálních fluid způsobující greisenizační reakce. V závěru na tyto výsledky navazuje výpočet transportního modelu vypracovaného během mé bakalářské práce. Důležitým výstupem diplomové práce je také nová geologická mapa v měřítku 1:10 000 a odvozené mapy texturních variací, složení tmavých slíd a rozšíření greisenové alterace. Práci uzavírá seznam odebraných a převzatých vzorků a seznam zkratk minerálů.

2 Přehled geologické stavby

Studovaná oblast leží na sz. okraji České republiky 30 km s. od Karlových Varů v Krušných horách. Je součástí krušnohorské antiformy o rozloze 9000 km², která tvoří pás 160 km dlouhý podél státní hranice s Německou spolkovou republikou (obr. 2.1). Krušnohorské antiklinorium je na jv. okraji omezené labským lineamentem, sv-jz. hranici tvoří ohárecký rift, na Z sousedí se spodnopaleozoickými vulkano-sedimentárními jednotkami a na S je hranice dána kenozoickou zlomovou zónou. Osa krušnohorského antiklinoria upadá směrem k JZ (Škvor, 1975). Na stavbě antiklinoria se podílejí sedimentární horniny paleozoického a neoproterozoického stáří s proměnlivým stupněm metamorfózy (Blecha et al., 2009, Mingram et al., 2004)

2.1 Krušnohorské krystalinikum

Krušnohorské krystalinikum se na základě tektonometamorfnní stavby dělíme do pěti příkrovových sérií (Mingram et al., 2004; Schmädicke a Evans, 1997): (i) jednotka středně až vysokých tlaků a teplot (6-8 kbar; 650–690 °C) s převahou ortorul a metadrob s drobnými amfibolitovými vložkami, (ii) vysokotlaké a vysokoteplotní horniny (eklogity a felzické granulity, až 20-28 kbar; 830-850 °C), jejichž výskyt je omezen na oddělené oblasti v západní a centrální části antiklinoria. V tektonickém nadloží těchto dvou jednotek se vyskytují (iii) vysokotlaké a nízkoteplotní svory až pararuly s tělesy ortorul a eklogitů (12 kbar; 550 °C), (iv) horniny středně vysokých tlaků a nízkých teplot (9 kbar; 470 °C) zastoupené fylity, kvarcity a podružně amfibolity, a (iv) nízkotlaké a nízkoteplotní fylity až křemenné fylity (2 kbar; 300 °C), jež odpovídají šelfovým až hemipelagickým sedimentům duryňské facie. Sebastian (1995) a Rötzler et al. (1998) dále vymezují mezi metamorfními jednotkami (ii) a (iii) tzv. přechodnou zónu rozsáhlé střížné deformace, kde se vyskytují biotitické až dvojslídne ruly s vložkami pararul, mramorů a amfibolitů. Dochází zde k lokální mylonitizaci a vně mylonitů se také vyskytují retrográdní reliktů sousedních jednotek. Ve všech jednotkách jsou přítomny ortoruly granitového složení a ordovického stáří, které se tradičně dělí na červené a šedé typy. Metamorfnní jednotky jsou proniknuty pozdně variskými granitoidy krušnohorského a smrčinského batolitu.



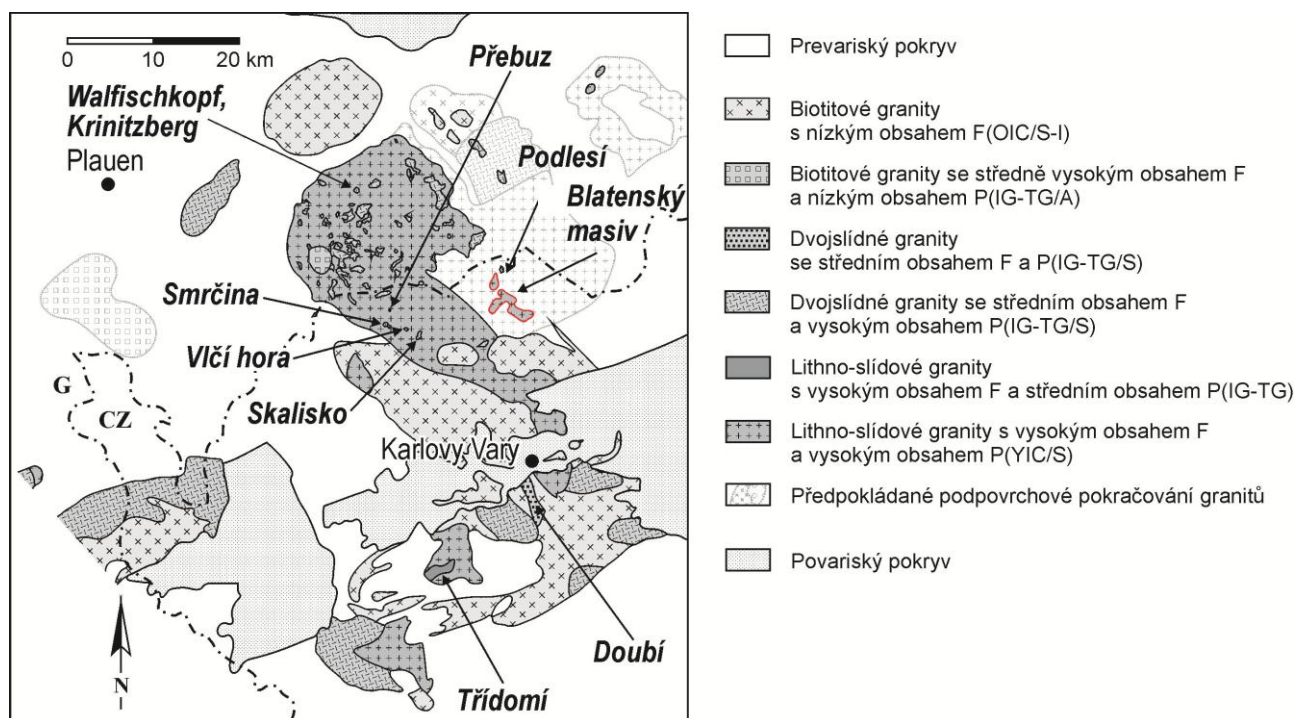
Obr. 2.1: Zjednodušená geologická mapa Českého masívu. V červeném rámečku jsou vyznačeny granity západních Krušných hor (upraveno podle Medarise et al., 2006).

2.2 Granity krušnohorského batolitu

Pozdně až postorogenní magmatická činnost způsobená variskou kolizí Laurencie, Baltiky a Gondwany vytvořila v rámci krušnohorského antiklinoria v časovém období 325-290 Ma tři lineárně protažené granitové plutony, resp. masívy (Matte et al., 1990; Förster et al., 1999): (i) na západě karlovarský, nejdek-eibenstocký, kirchbergský a bergenský masív, (ii) ve střední části tělesa Geyer, Hora sv. Kateřiny a Hora sv. Šebastiána, a (iii) na východě altenberskou kalderu a intruzi Telnice (Škvor 1986). Na počátku 30. let vznikla teorie o jednotném granitovém batolitu s vertikální mocností cca. 10 km, z něhož vystupují nepravidelné výběžky do stropu (Schumacher, 1933; Oelsner, 1952; Watznauer, 1954; Grosse et al., 1961; Zoubek 1963). V dnešním erozním řezu je krušnohorské antiklinorium proniknuto tělesy místy až subvulkanického charakteru se samostatným vývojem a s různým chemickým složením (Breiter et al., 1999; Förster et al., 1999), jejichž výstup byl kontrolován zlomovými strukturami (Škvor, 1975, 1986).

Původně autoři klasifikovali granity krušnohorského batolitu dle minerálního složení a geologické pozice na dva typy (např. Hochstetter, 1856; Laube, 1876, Jokély, 1856 či 1857): (i) tzv. horské granity, ke kterým byly řazeny porfyrické biotitové granodiority až granity s nízkým obsahem fluóru, a (ii) rudohorské či krušnohorské granity – hrubozrnné, místy porfyrické muskovit-biotitové nebo turmalín-biotitové granity, často autometamorfované a obohacené inkompatibilními prvky a doprovázené Sn-W mineralizací. Tato klasifikace byla upravována a rozvíjena mnoha autory (Dalmer, 1900; Oelsner, 1952, Watznauer, 1954; Zoubek 1963, Fiala, 1968; Tischendorf, 1977 a další). Lange et al. (1972) nahradili původní názvy přesnějšími termíny starší a mladší intruzivní komplex, resp. older intrusive complex (OIC) a younger intrusive complex (YIC). Rozdělení na tyto dva typy bylo založeno na představě, že oba komplexy představovaly oddělená stadia magmatické činnosti (Sattran, 1963). K těmto typům byl následně doplněn

třetí přechodný typ, zastoupený zejména dvojslídnými granity (Štemprok, 1992, 1993; Breiter 1994; Förster a Tischendorf, 1994; Tischendorf et al., 1999; Breiter et al., 1999). Vmístění obou typů granitů se časově překrývá, proto Förster et al. (1998, 1999) na základě chemických a mineralogických parametrů rozdělili granity na: (i) biotitové granity s nízkým obsahem F, (ii) muskovitové granity s nízkým obsahem F, (iii) Li-slídové granity s obohacením F a P, a (iv) F-bohaté a P-chudé Li-slídové granity (obr. 2.2). Granity staršího intruzivního komplexu jsou charakterizovány jako mezokrátní, nízce až středně diferenciované syn- až postorogenní granodiority až monzogranity s obvyklými koncentracemi Fe, Mg a Ti. Granity YIC jsou tvořeny leukokrátinami, středně až vysoce diferenciovanými postorogenními monzo- a syenogranity (Rajpoot a Klomínský, 1994). Chemické složení granitů staršího a mladšího intruzivního komplexu se zároveň liší v poklesu Ti, Mg, Fe, Ca a K, a nárůstu Na a F v mladších členech (Breiter et al., 1999).



Obr 2.2: Zjednodušené schéma variských granitoidů Západních Krušných hor a Smrčiny rozdělených na základě geochemického složení. V červeném rámečku je vyznačena studovaná oblast (dle Štemproka et al., 2008, upraveno).

Z hlediska bilance Al_2O_3 v granitech byly v rámci staršího i mladšího intruzivního komplexu vyčleněny dva typy: (i) silně peraluminické granity s poměrem ASI (*aluminium saturation index*) = 1,1-1,3, s plynule rostoucími hodnotami P_2O_5 (0,3 až 1,5 hm. %) a ochuzením o HREE a HFSE. Tyto granity odpovídají S-typu podle klasifikace Chapella a Whitea (1974), resp. synkolizním granitům (Pearce et al., 1984), a (ii) slabě peraluminické granity s rozpětím ASI = 1,0-1,1 nízkými obsahy P (méně než 0,05 hm. % P_2O_5) a obohacením o REE a HFSE. Tato skupina je mezi granitoidy Krušných hor méně častá, jedná se o vnitrodeskové, méně vyvinuté I-typy až vyvinuté A-typy. (Breiter, 2005). Stupeň diferenciacce krušnohorských granitů je vysoký, poměr Rb/Sr vzrůstá od 1 do 100, a U/Th od 0,1 do 10. Velké množství vzácných alkálií (Li, Rb, Cs) a HFSE (Nb, Ta, Sn, W, U) je výsledkem pokročilé diferenciacce (Breiter et al., 1999).

Výsledné chemické složení granitů bylo ovlivněno několika faktory: (i) jeho protolitem a teplotně tlakovými podmínkami během anatexe, (ii) procesy diferenciacce při výstupu magmatu, (iii) mechanismy diferenciacce během vmístění, chladnutí, krystalizace a oddělení fluidní fáze. Vmístění a krystalizace YIC granitů je doprovázena uvolňováním a cirkulací fluidní fáze způsobující postmagmatické přeměny např. albitizaci, greisenizaci nebo Sn-W mineralizaci. Otázka zdroje cínu pro hydrotermální mineralizaci zůstává zatím otevřená - může se jednat o kombinaci několika různých zdrojů: (i) interní původ (rozpadem

horninotvorných či akcesorických minerálů granitů) nebo (ii) externí původ (přínosem fluidní fáze). Množstvím Sn v horninotvorných minerálech cínových granitů se zabývali např. Barsukov (1957), Taylor (1979) a Tischendorf et al. (1999), kteří uvádějí 50-500 ppm Sn v biotitu a 15-80 ppm Sn v ilmenitu. Krystalová mřížka biotitu, příp. zinwalditu je zdrojem množství kovů s vysokým oxidačním číslem (Sn, W, Mo, Nb a Ta) k jejichž uvolnění dochází při jeho rozpadu, příp. sericitizaci (Johan a Johan, 2001).

Tato klasifikace byla dále rozšířena Rajpootem a Klomínským (1994), kteří v krušohorsko-smrčinském batolitu vymezili pět typů (G1-G5) dle geochemických dat a klustrové analýzy, kdy (i) G1 je Biotitový až dvojslídny, hrubozrnný, nediferenciovaný peraluminický monzogranodiorit porfyrický, (ii) G2 je tvořen dvojslídny, hrubo- až střednězrnným, nízce diferenciovaným, postektonickým monzo- až syenogranitem. Tyto granity odpovídají typu OIC. Třetí typ (iii) - G3 odpovídá leukokrátnímu, hrubě až středně zrnitému, středně diferenciovanému, peraluminickému cínonosnému syenogranitu, jehož chemické složení je spíše přechodné mezi OIC a YIC typy. YIC odpovídá těmto dvěma typům: (iv) G4 leukokrátnímu, dvojslídny, středně až jemnozrnnému, vysoce diferenciovanému a vysoce peraluminickému cínonosnému granitu a (v) G5 - leukokrátnímu, Li-slídnatému a topazovému, středně až jemnozrnnému, středně až silně diferenciovanému, vysoce peraluminickému, alkalickému, cínonosnému syeno až monzogranitu. Geochronologicky jsou interpretovány G1 a G2 jako pozdně synorogenní, zatímco G3 až G5 jako postorogenní typy granitů. Porovnání klasifikací je uvedeno v tab. 2.1.

Tab. 2.1: Přehled vývoje řazení granitů Krušných hor (podle Breitera 1999, 2005 a Langeho et al., 1972; upraveno) (prf-porfýrický, qz-křemen, fsp, eg-bez vyrostlic, vj-velmi jemnozrný, j-jemnozrný, s-středně zrnitý, h-hrubozrný)

Série	Komplex	Skupiny	Intruzivní fáze	Lokální typy	Typické příklady	Drobné	Petrografie	Nynější chemické klasifikace
						fen.	velikost zrna	Forster et al. (1999) a později (2008)
krušnohorské (rudohorské)	mladší intruzivní komplex		felsické žíly		Gottesberg			středně-F nizko-P biotické granity
			EIB3	Wolfsgrun		j-d	slidy (bi, mu) topaz	YIC/S
			EIB2	Blauenthal		s		
			EIB1	Eibenstock		h,s		
horské	starší intruzivní komplex	přechodné střední		Krinitzberg I, II, III	Bílá skála, Třidomí	qz,fsp d p		IG-TG
				Wlafischkopf	Doubí, Svárov, Polom	qz	vj-j	IG-TG/S
			BRG3			eg	j	
			BRG2			eg	s	
			BRG1	Lauter Schwarzenberg Erla	Kynžvařt Žandov Kfely	prf	nizko-F dvojslidné granity (F99)	IG-TG/S
			felsické žíly KIB3		Horní Slavkov			
starší intruzivní komplex				Judenstein				
			KIB2	Leuterbach	Aue Auerhammer Gleesberg	s		OIC/S-I
			KIB1a KIB1m	Wildenau	Loket Bečov Nejde	h,s		OIC/I(S) OIC/I - KIB (F99) OIC/S - Loket (B99)

2.3 Geologie blatenského masívu

Studovaná oblast se rozprostírá na ploše o velikosti 12 km² ohraničená vesnicemi Horní Blatná na jihozápadě, Potůčky na severozápadě, Podlesí na severu, osadou Na Rýžovně na východním okraji a vesnicí

Hřebečná na jihu (obr. 2.3). Studované území je omezeno na z. straně Blatenským potokem, na S státní hranicí s Německou spolkovou republikou, nejvýchodnější část je tvořena vulkanickým výlevem u osady Nad Rýžovnou, a j. hranice prochází říčkou Bystřicí.

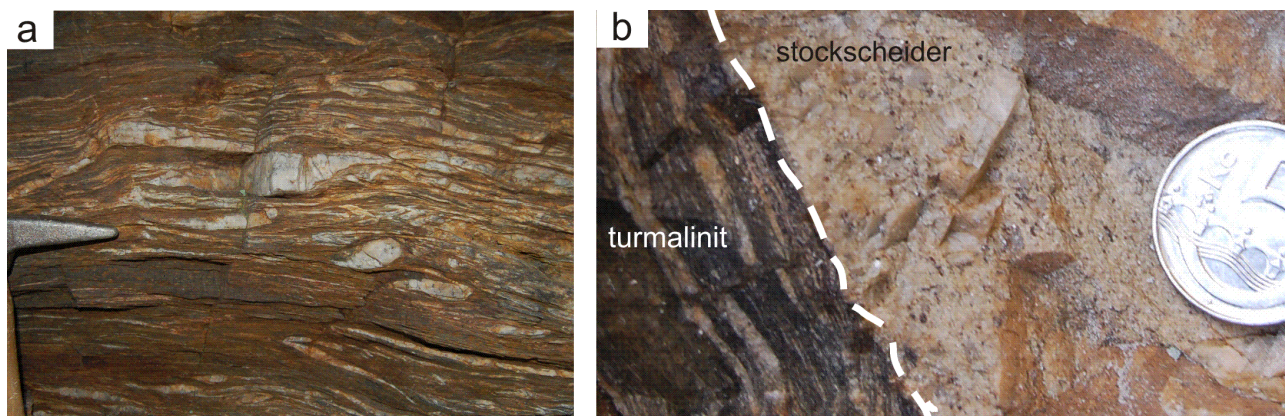
Z hlediska petrografie se členěním granitů blatenského masívu zabývali Komárek (1968), Škvor (1975) a Škvor et al. (1974). Škvor vyčlenil dva hlavní texturní typy: (i) drobnozrnný muskovit–biotitový granit, a (ii) hrubozrnný biotitový granit s turmalínem, které často podléhají greisenizaci; greisenizovaný granit pokrývá oblast výskytu greisenů. Na základě detailního mapování Komárek (1968) použil podrobnější dělení. Geochemií blatenského masívu se zabývali Absolonová a Matoulek (1971), kteří blatenský masív považovali za stejnorodé těleso spjaté s nejdeckým masívem. Následně byla Breiterem et al. (1987) provedena podrobná geochemická analýza jednotlivých petrografických typů granitů, která vedla k novému členění na typy: (i) Blatenský vrch s.l.(Jelení vrch a Blatenský vrch s.s.), (ii) Hřebečná, (iii) Luhy, a (iv) lithný granit, studovaný především v Podlesí (Breiter a Frýda, 1995; Breiter et al. 1997a,b; Breiter 2001, 2002, 2004, 2005), přičemž jednotlivé typy představují vývojovou řadu vzniklou postupnou diferenciací magmatu. V této práci odpovídá typu Jelení vrch JZ okraj masívu (jemnozrnný biotitový granit porfyrický, jemnozrnný biotitový granit řídce porfyrický akcesoricky s topazem a turmalínem a drobné těleso hrubozrnného topazového granitu), na který navazuje směrem na V Blatenský vrch (zde převažuje jemnozrnný biotitový granit řídce porfyrický, jemnozrnný až středně zrnitý biotitový granit neporfyrický až hustě porfyrický a středně zrnitý až hrubě zrnitý biotitový granit neporfyrický až řídce porfyrický). Od typu Blatenský vrch s.l. je zlomem na V oddělen typ Hřebečná, kterému odpovídá jemnozrnný biotitový granit s turmalínem řídce porfyrický, který směrem na V hrubne do jemnozrnné až středně zrnité biotitové facie řídce až hustě porfyrické. Směrem k vrcholu Sněžná hůrka (SZ směr) převládá topaz a zinnwaldit nad biotitem a velikost zrn odpovídá nejprve jemnozrnnému granitu, který směrem na SZ hrubne k středně až hrubozrnnému zinnwalditovému granitu s topazem. Typ Luhy, který je od typu Hřebečná oddělen zlomem v údolí Černé, zahrnuje jemnozrnné až středně zrnité zinnwalditové granity, které jsou na J protínány středně zrnitými zinnwalditovými granity, ve střední části hrubozrnné zinnwalditové granity řídce porfyrické a na S středně zrnité porfyrické, jemnozrnné porfyrické a jemnozrnné neporfyrické zinnwalditové granity. Textura typu Podlesí byla určena jako jemnozrnná (klasifikace texturních typů je více popsána v kapitole 3 Petrografie blatenského masívu).

Cínové zrudnění greisenového typu bylo zhodnoceno pouze v závěrečných zprávách (Roos a Janečka, 1966; Janečka et al., 1969, 1973; Knížková a Drbohlavová, 1970). Greiseny blatenského masívu byly petrograficky rozděleny na (i) slídnaté, (ii) topazové, (iii) turmalínové, (iv) topaz-turmalínové či turmalín–topazové, (v) slídnato–chlorit–turmalínové, (vi) křemenné, a (vii) adulár–křemenné (Pácal a Pavlů, 1967). Greisenizace probíhá především ve směru SZ–JV a V–Z za teplot ca. 400 °C (Žurišová, 1984). V oblasti blatenského masívu dochází k souběžnému výskytu různých mineralizačních etap, které patří Sn-W, Co-Ni-Ag a Fe-Mn typu (Bufka a Velebil, 2000, 2001, 2002, 2003, 2005).

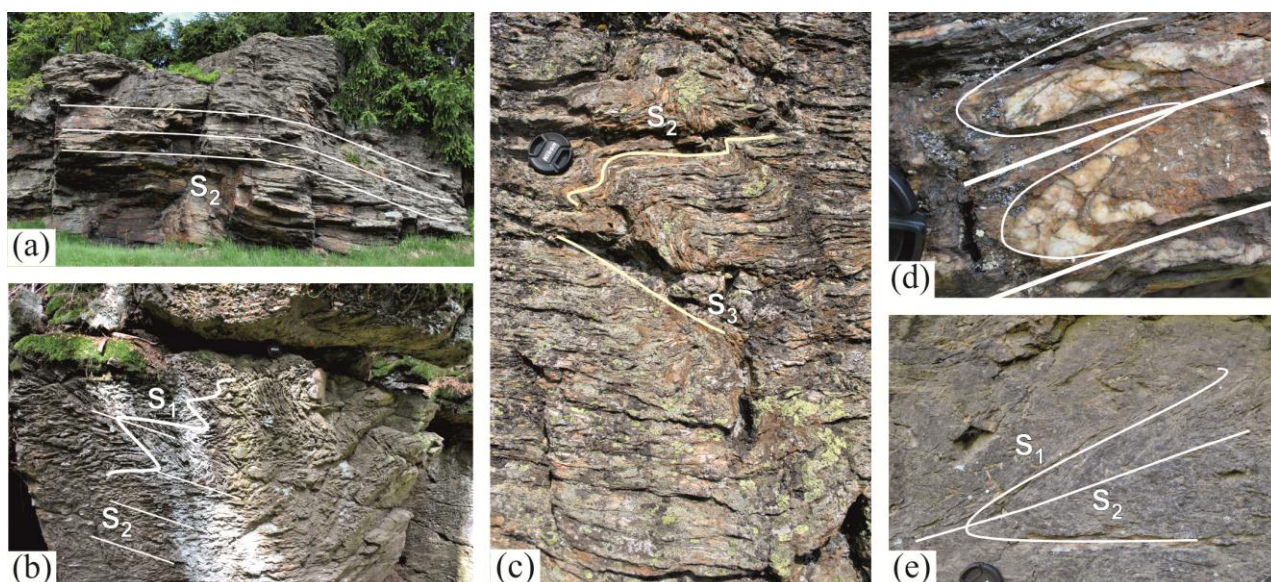


Obr. 2.3: Pohled na Blatenský vrch z jihozápadní strany, v popředí jámy po zpracovávání kasiteritu.

Plášť intruze je tvořen především muskovitickými fylity paleozoického stáří. V studované oblasti byly rozlišeny (i) sericitické fylity s vložkami kvarcitu (*jahnbašské souvrství*), (ii) s vložkami kvarcitu a amfibolitu (*halbmeilské souvrství* - *fastenberské vrstvy*), (iii) s kvarcitem, kvarcitickým fylitem a amfibolitem (*heroldské souvrství*), (iv) sericitické fylity bez vložek těchto hornin (*halbmeilské souvrství*, dle Leonhardta, 2004, obr. 2.4 a obr. 2.5). Strukturní stavbu fylitů nebylo možné spolehlivě interpretovat vzhledem k řídkému výskytu vhodných výchozů k měření.

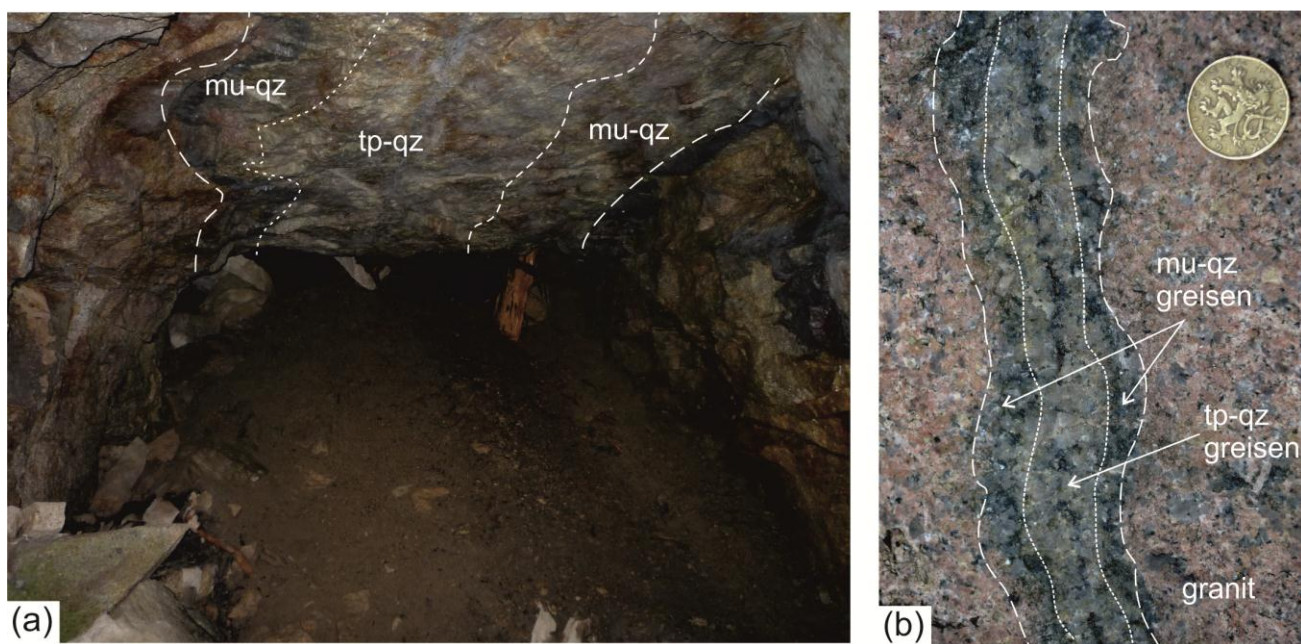


Obr.2.4.: Kontakt granitu a fylitů: a) turalinizovaný fylit (Na Strašidlech); b) kontakt turalinizovaného fylitu a stockscheideru (Písková skála).



Obr.2.5: Přehled strukturních staveb ve fylitech pláště intruze, a), c),d) a e) lokalita Holubí skály a b) lokalita Na Strašidlech.

Do muskovitických fylitů pronikají pozdně varsiké granitoidy typu YIC/S dle klasifikace Förstera (např. Förster et al., 1999). Na kontaktu granitů s fylity pláště byl vymezen vnější a vnitřní kontaktní dvůr, který je charakterizován (i) přítomností rohovců nebo (ii) zónami turmalinizace způsobující vznik turmalinizovaných fylitů, popř. masivních turmalinitů (dle Roose, 1966, hojně výskyty při západním okraji blatenského masívu v oblasti Jeleního vrchu). Hranice mezi granitem a turmalinizovaným fylitem ostrá (viz vzorek 121B), naopak v případě kontaktu mezi greisenizovaným granitem a turmalinitem je okraj neostrý v důsledku kontinuálního nárůstu prokřemenění. Na okraji intruze je řídce vyvinut okrajový pegmatit („stockscheider“, obr.2.4).

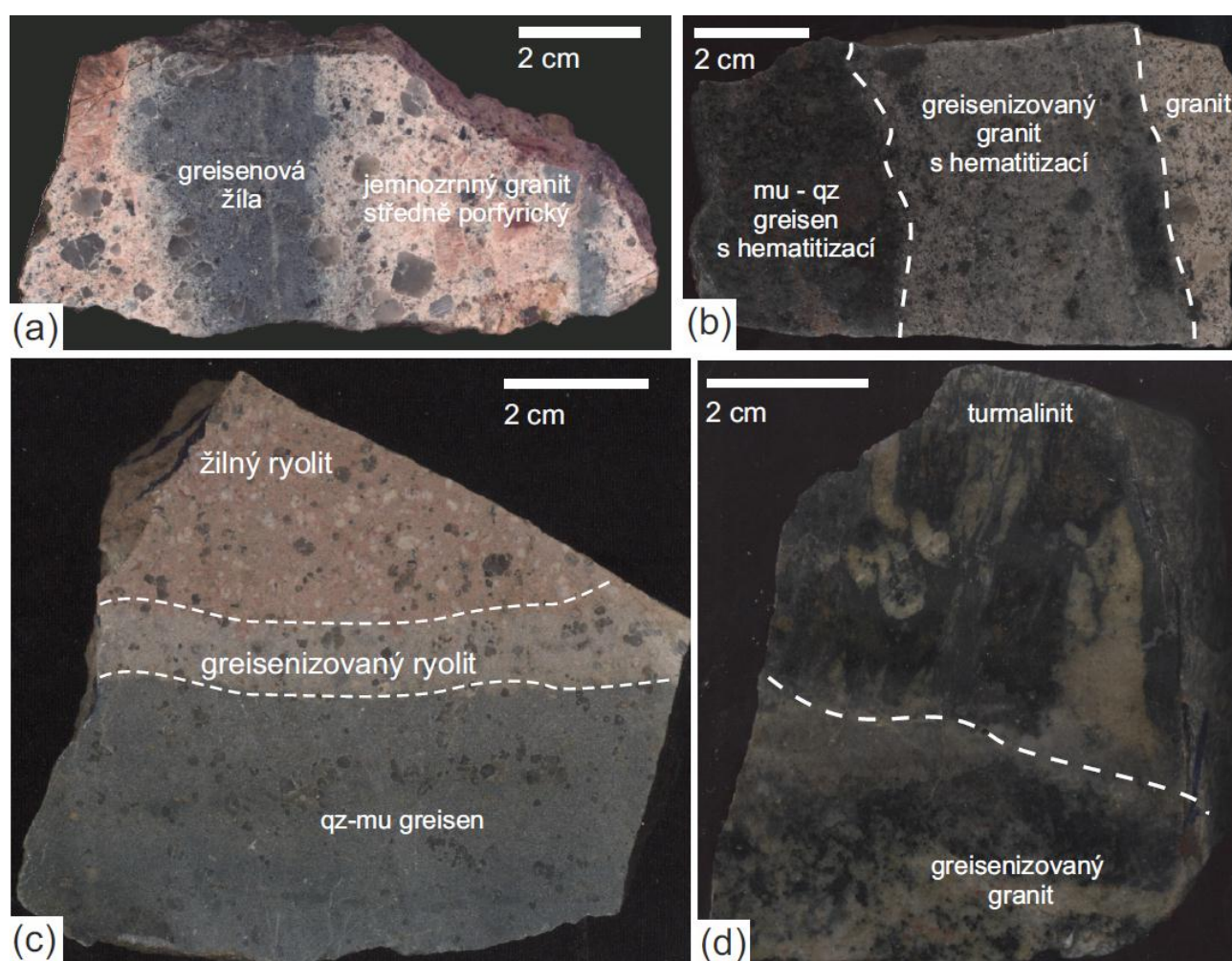


Obr. 2.6: a) Opuštěné důlní dílo s vyznačenou greisenovou alterací, Schrebrovy domky u Bludné, (foto Václav Špillar); b) greisenová žilka ve středně zrnitém granitu, Vlčí jámy.

Blatenský masív se řadí mezi granity typu YIC a představuje kompozitní intruzi, která zahrnuje vysoce vyvinuté porfyrické, středně až jemnozrné typy granitů doprovázené cínovou mineralizací greisenového typu (obr.2.6). Od nejdecko – eibenstockého masívu je intruze oddělena na sz. straně Malým jižním zlomem, jižní hranici tvoří Velký jílový zlom a v jv. části zlom Kozího potokla. Východní okraj byl vymapován jako magmatický. Intruze je dále přetnuta ve směru V – Z zlomem Černého potoka oddělující s. část Luhy od ostatních typů. Stejnou orientaci má i zlom procházející Pískovcem a oddělující jemnozrnou facii granitu. Převážná část blatenského masívu je tvořena střednězrným granitem s proměnlivým obsahem topazu a turmalínu (turmalín se místy vyskytuje ve formě turmalínových miarolitických výplní, obr. 3.2a).

V jihozápadní části převažuje jemnozrný biotitický granit s příměsí turmalínu, zatímco pro severní část je charakteristický výskyt leukokrátního granitu se zvýšeným obsahem albitu. Teorie o původu leukokrátního granitu jako příkontaktní facie (Komárek, 1968; Škvor et al., 1974) byla nahrazená názorem, že se jedná pravděpodobně o aplitická tělesa. Masív je j. od Podlesí doprovázen lithným granitem o rozloze 0.1 km².

Minoritně jsou v plášti intruze zastoupeny granitové leukokrátní porfyry (jz. strán Blatenského vrchu), ryolity (jižně od Potůčku), lamprofyry (severně od Jeleního vrchu)



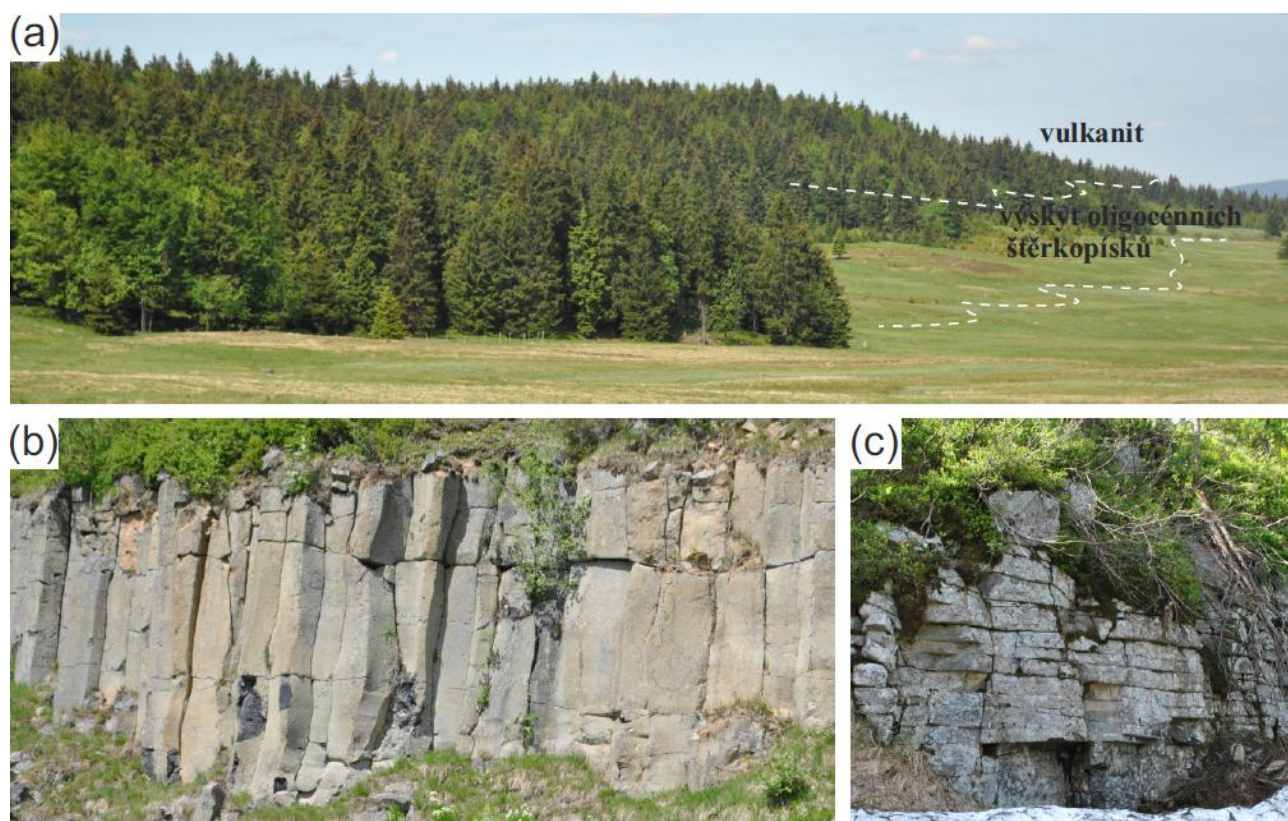
Obr.2.7: Projevy hydrotermální alterace v blatenském masívu: a) greisenová žilka v jemnozrné facii porfyrické; b) greisenizace jemnozrného granitu s hematizací, c) alterace ryolitu, d) kontakt greisenit a turmalinitu.

Pro masív je charakteristická postmagmatická alterace greisenového typu (puklinová greisenizace) (obr.2.6 a obr.2.7) s orientací S- J, SSZ – JJV, popř. SV - JZ. Mocnost greisenových tahů se pohybuje od jednotek centimetrů po desítky decimetrů. Časté jsou paralelní struktury, místy sjednocené, vytvářející

jednotný, někdy až několik metrů široký pás. Alterace vytváří v okolních horninách charakteristickou zonalitu (obr.2.7) - nejprve vzniká muskovit – křemenný greisen a následně topaz křemenný greisen, případně křemenný ultragreisen. Rozsah alterace závisí na míře propagace puklinových struktur vertikálně i horizontálně. Obzvláště na křížení struktur dochází k bohaté mineralizaci. Greisenizace prostupuje i do ryolitů v okolí intruze (obr. 2.7b). Naopak v lamprofyrech ani v granitových porfyrech alterace nebyla pozorována. Oblast bludenské zóny byla hydrotermálně mineralizována křemenem, hematitem, popř. manganem.

Sv. část studované oblasti je pokryta bazalty terciárního stáří (JZ od Rýžovny) typu fonotefrit a melanefelinit s vysokým obsahem Ti (Ulrych et al., 2010, obr. 2.8). Výlev vulkanitů umožnil zachování oligocenních štěrkopísků s příměsí kasiteritu (obr.2.8a). Na bludenské zóně, zlomu Černého potoka, Zentralspatském zlomu a Velkém jílovém zlomu došlo pouze k lokálním výlevům malých rozměrů (jednotky metrů). Výlev pokrýl i vrstvu oligocenních štěrkopísků, rovněž obohacených kasiteritem.

Oblast je hojně pokryta kvarterními uloženinami. Jsou zastoupeny především (i) nivními sedimenty (nejrozsáhleji v údolí Černé), (ii) deluviofluviální sedimenty, (iii) četnými rašeliništi ve v. a jv. části masívu (Nad Rýžovnou, Spáleniště), (iv) splachy Blatenského a Kozího potoku JZ, resp. S od Horní Blatné, a Černé J od Čupřiny, (v) deluviální sedimenty (jv. svah nad Horní Blatnou) a (vi) eluviální sedimenty jv. svahu Jeleního vrchu.



Obr.2.8: Vulkanity blatenského masívu: a) celkový pohled ze SV, bíle naznačen výskyt oligocenních štěrkopísků. Detail vulkanitů: b) sloupcovitá odlučnost – odkryv v na j. okraji výlevu, c) deskovitá exfoliace a vliv mrazového zvětrávání (sv. část výlevu).

3 Petrografie blatenského masívu

3.1 Metodika

Ve studované oblasti bylo odebráno 153 vzorků hornin o hmotnosti cca 0,2-0,5 kg (příl. D), které pokrývají všechny modální a texturní typy blatenského masívu a jeho kontaktní aureoly. Pro studium greisenizace byl kladen důraz na granity v různém stádiu alterace (granit, greisenizovaný granit, slídnato-křemenný greisen, topaz-křemenný greisen, turmalín-křemenný greisen, křemenný greisen), a dále na fylity, turmalínové fylity a turmalinity. Z odebraných hornin bylo vybráno 24 granitů, 30 greisenů a 2 granitové porfyry, 2 žilné ryolity, 1 fylit, 2 turmalinické fylity, 2 kontaktní rohovce, 1 amfibolit a 2 neovulkanity na zhotovení leštěných výbrusů, které byly studovány pomocí optické mikroskopie. Snímky makrovzorků byly pořízeny na scanneru Plustek Optic Book 3600 Plus a snímky v polarizovaném světle na scanneru Epson Perfection V 700. Mikrofotografie byly pořízeny v polarizovaném světle na mikroskopu Nikon E 600 (ÚPSG PŘF UK). Použité zkratky pro jednotlivé minerály byly vybrány, příp. upraveny dle publikace Whitney a Evans (2010, příl. E). Vzhledem k různorodosti minerálních jmen byla v celé práci zvolena adjektiva zakončená -ový, ve smyslu návrhu Fediuka (1989).

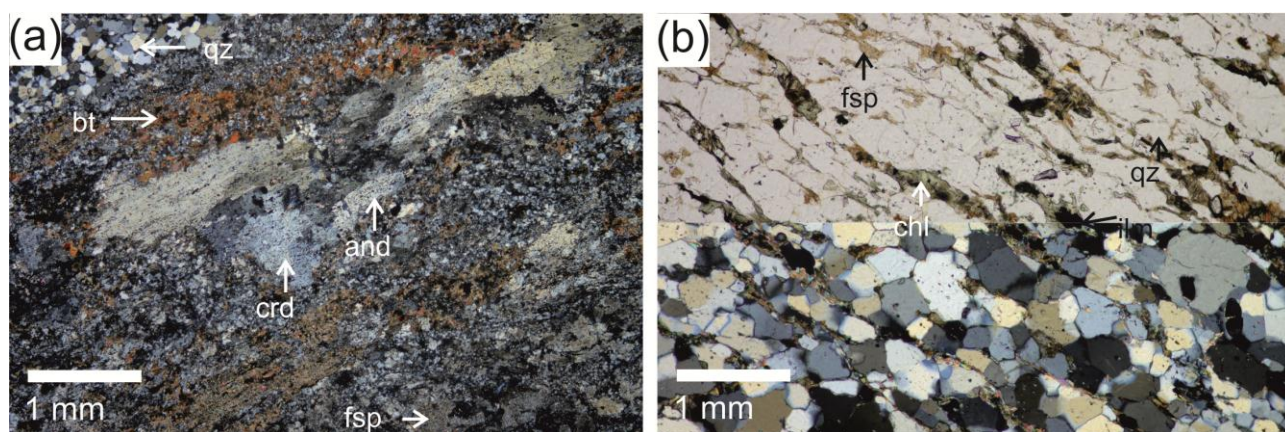
3.2 Horniny kontaktního dvora intruze

Kontaktně metamorfované horniny představují kontaktní fylity až rohovce, turmalínové fylity a turmalinity, podružně kvarcity a amfibolity. Společným rysem těchto hornin je jemnozrnná základní hmota s lepidogranoblastickou texturou, přičemž minerály se soustřeďují do téměř monominerálních pásů. V modálním složení převažují slídy, především biotit a sericit, místy chlorit. Termální metamorfózu lze rozpoznat díky individuálním zrnům cordieritu a náhodnému postkinematickému uspořádání slídivých lepidoblastů (např. kontaktní rohovec, MH 122). Interakce fylitů s fluidní fází je zaznamenána turmalinizací, tj. krystalizací usměrněných zrn turmalínů několika generací (např. turmalinický fylit, MH 121; turmalinity, MH 145 a MH 147).

3.2.1 Kontaktní rohovec

Kontaktně metamorfované fylity mají reliktní usměrněnou stavbu, jež je ovlivněna všesměrným uspořádáním slíd (zejména biotitu) v důsledku neokrystalizace při zvýšené teplotě. Dalším dokladem tepelné přeměny horniny je krystalizace cordieritu, andaluzitu a K-živce.

Složení kontaktních rohovců je velmi pestré. Nejhojněji jsou zastoupeny křemen, plagioklas, slídy (biotit, muskovit), chlorit, dále cordierit, andalusit a K-živec, akcesoricky ilmenit. Cordierit (do 0,7 mm) je subhedrální až anhedrální, některá zrna charakteristicky cyklicky srůstají. Místy je pozorovatelná slabá pinitizace vytvářející nažloutlé odstíny při okrajích zrn. Typické je velké množství inkluzí. Obvykle se vyskytuje v přítomnosti bělavého až velmi světle růžového subhedrálního andaluzitu lištovitého tvaru o velikosti až 0,25 mm. Dalším dokladem kontaktní metamorfózy je K-živec, jehož zrna jsou subhedrálního až euhedrálního tvaru. Hnědý biotit tvoří drobná lištovitá zrna o velikosti několika milimetrů; zřídka obsahuje pleochroické dvůrky a uzavírá elipsovité zrna zirkonu. Lokálně dochází k chloritizaci biotitu. Křemen je segregován do tenkých, nepřiliš hojných pásků, kde se velikost jednotlivých zrn pohybuje mezi 0,3 a 0,4 mm. Křemen je zde doprovázen chloritem a muskovitem. Akcesoricky je zastoupen namodralý euhedrální turmalín, jehož pelochroismus se směrem k okrajům mění na hnědý. V hornině je zastoupen subhedrální, značně alterovaný albit a drobná euhedrální zrna šedavého až namodralého apatitu. Černé subhedrální až anhedrální ilmenity jsou rozmístěny v tenkých páscích, nejčastěji v těsné blízkosti chloritu (obr. 3.1a).



Obr. 3.1: Mikrofotografie (a) andalusit–cordierit–biotitového kontaktního rohovce (MH 122) a (b) kvarcitu (MH 100) (mikrofotografie a pořízena se zkříženými nikoly, obr.3.1b je složená mikrofotografie s paralelními a zkříženými nikoly).

3.2.2 Turmalínové fylity a turmalinity

Fylity kontaktního dvora blatenského masivu jsou postiženy posttektonickou turmalinizací (obr. 3.2). Dle intenzity turmalinizace byly v kontaktním dvoře intruze vymezeny: (i) turmalínové fylity a (ii) turmalinity. Turmalínový fylit je obvykle velmi masivní, šedočerný až černý, přičemž mohou být zachovány zelenošedé nealterované části původních fylitů (MH 118A). Makroskopicky obsahuje více než 10 obj. % turmalínu, ale jsou zde zachovány křemenné partie o šířce do 1 cm v původní stavbě, která je jen málo pozměněna. V turmalínových fylitech jsou na rozdíl od kontaktních fylitů navíc pozorována sporadická jehlicovitá euhedrální zrna turmalínů v drobných dutinách. Turmalinity obsahují více než 50 obj. % turmalínu, což se projevuje na jejich tmavě šedé až černé barvě. Mikroskopicky se jedná o euhedrálně omezená zrna sloupcovitého až jehlicovitého habitu s výskytem drobných sericitů.

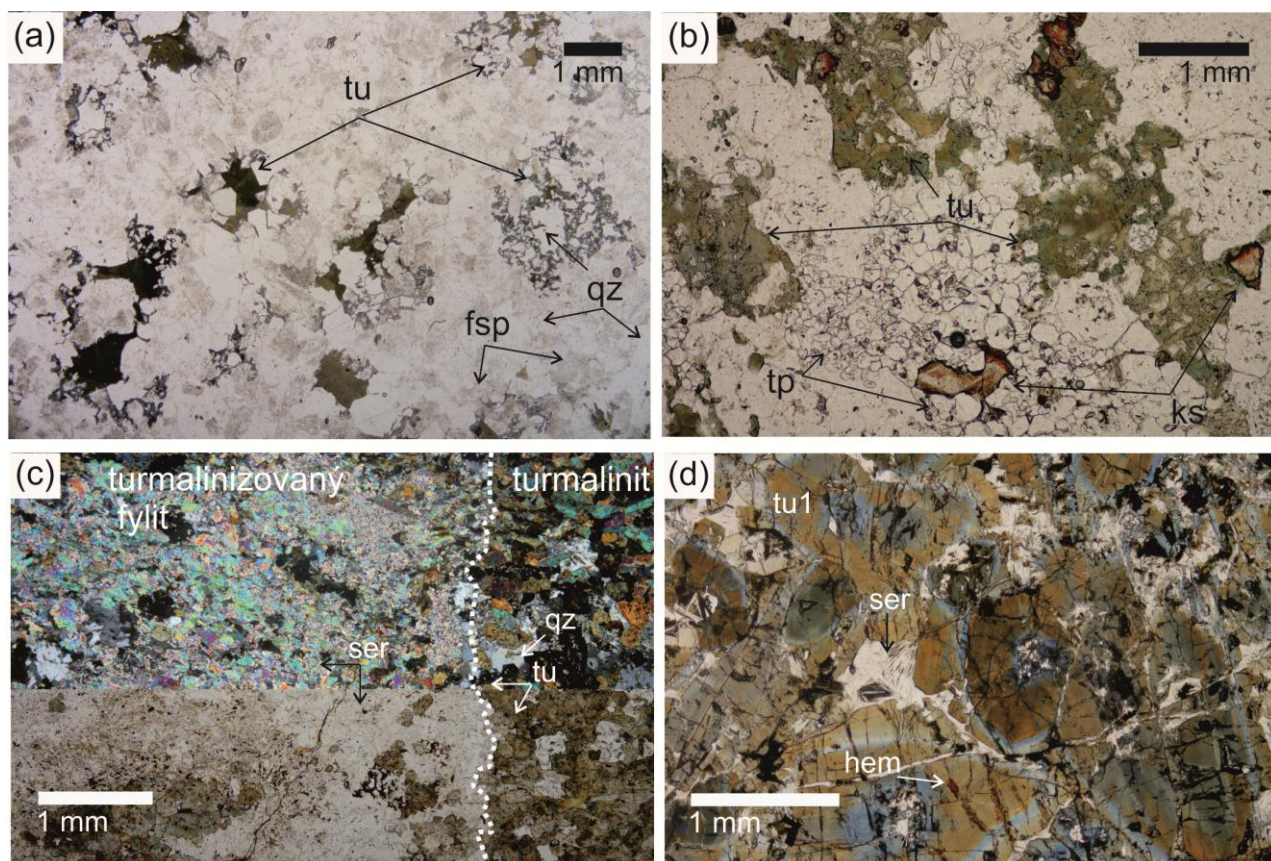
Mikroskopicky jsou turmalíny (i) rovnoměrně rozšířeny v základní hmotě nebo (ii) se přednostně vyskytují v bohatých zónách a pásmech. V prvním typu převažuje euhedrální turmalín s dobře vyvinutou štěpností a častou hematitizací. Na okrajích zrn dochází k prorůstání se snopcovitým sericitem, zřídka sekundárním subhedrálním až euhedrálním turmalínem. Akcesoricky se vyskytuje anhedrální apatit s poikilitickými vrstvy lupenitého sericitu a subhedrálního turmalínu. Zrna turmalínu jsou protkána drobnými sekundárními sericitovými žilkami (mocnost žilek je cca 0,25 mm). Druhým typem výskytu turmalínu jsou turmalínové pásy s nematoblastickou texturou střídající se s granoblastickými polohami bohatými křemenem. V turmalínových zónách je obsažen především hnědý až hnědozelený euhedrální turmalín sloupcovitého až jehlicovitého habitu, anhedrální křemen s poikiliticky uzavřenými zrny nejčastěji turmalínu, ojediněle je v těchto zónách také lupenitý až snopcovitý sericit a akcesorický apatit. Hematitizace zde nebyla pozorována (MH 145, MH 117). Přítomnost leukoxenizovaných titanových minerálů a limonitizovaných žlutých až naoranžovělých zrn jílových minerálů je důsledkem pozdní nízkoteplotní alterace turmalínových fylitů.

Na základě mikroskopického studia vyčleňujeme tři genetické typy turmalínů: (i) euhedrální zrna 0,5–4,0 mm velká s vyvinutou optickou zonalitou. Turmalín má modrý až modrozelený pleochroismus v jádře, který se k okraji střídá s hnědým až světle hnědým zbravením, a dále je charakteristický hojným výskytem primárních inkluzí, sericitizací podél štěpnosti, příp. v jádrech zrn; (ii) subhedrální jehlicovitá až sloupcovitá zrna (0,5–2 mm) s málo zřetelnou zonalitou; (iii) drobná subhedrální, častěji anhedrální hnědozelená zrna (0,125–0,2 mm) bez optické zonality s velkým množstvím inkluzí, s málo zřetelnou štěpností a ve výjimečných případech s hematitizací.

Turmalín prvního typu obsahuje velké množství inkluzí a pouze zřídka je postižen hematitizací (rudá anhedrální zrna na trhlinách o velikosti cca 0,175 mm; MH 147), hematitizace přechází i do snopcovitého

sericitu). Štěpnost zrn je velmi výrazná, často vyplněná buď drobným hematitem nebo sericitem. V pozorovaných vzorcích nebyla spatřena zjevná přednostní orientace tohoto typu turmalínu. Charakteristický výskyt euhedrálního turmalínu je po okrajích turmalínových zón (MH 2, MH 117, MH 145). Druhý typ je charakteristický reorientací zrn, často turmalínové zóny hraničí s křemennými polohami. Tento typ turmalínu má jehlicovitý až sloupcovitý habitus, hnědý až hnědomodrý pleochroismus. V jádře se zřídka vyskytují drobné inkluze (MH 145). Akcesoricky jsou přítomny opakní minerály. Oproti předchozímu typu se zde nevyskytuje hematitizace. Třetím typem turmalínu jsou drobná subhedrálně až anhedrálně omezená zrna homogenního turmalínu o velikosti až 0,6 mm a průměru 0,08 mm, téměř bez zonality. Výskyt třetího typu turmalínu je omezen většinou na střední partie turmalínových zón (MH 145) a zřídka je v přímém kontaktu s prvním typem turmalínu (MH 147). Oproti předchozímu typu lze pozorovat přednostní orientaci zrn (MH 117, MH 145). Třetí typ pravděpodobně vzniká rekrytalizací druhého typu turmalínu při pokračující hydrotermální alteraci.

Křemenem-bohaté pásy a čočky jsou obvykle velmi ostře vymezené oproti zónám ovlivněným turmalinizací (obr. 3.2). Křemen se v turmalínových fylitech vyskytuje obvykle ve třech generacích: (i) v křemenných páscích o zrnitosti až 1.5 mm je euhedrálně omezený a undulózně zhášejší; (ii) rekrytalizovaný či hydrotermální křemen (cca 0.75 mm) charakteristický hojným výskytem inkluzí; (iii) drobně krystalický křemen jako vedlejší produkt při rekrytalizaci sericitu.



Obr. 3.2: Mikrofotografie turmalínů: a) nodulární turmalín (MH 42); b) turmalín v greisenu (MH 50); c) turmalinizace ve fylitu na kontaktu s granitem (MH 145); d) euhedrální zonální turmalíny z turmalinitů (MH 147). Mikrofotografie a) a c) jsou složeny ze snímků se zkříženými a paralelními nikoly).

Sericit je přítomen v turmalinitech a turmalínových fylitech ve třech formách lišících se především velikostí zrn: Vyskytuje se jako (i) sekundární produkt krystalizace euhedrálních zrn turmalínu. Tento typ má snopkovitý tvar s menším počtem krystalizačních center a je často doprovázen drobně krystalickým

křemenem. Jeho velikost je omezena velikostí zrn turmalínu (až 0.3 mm; MH 145, MH 147); (ii) druhý typ sericitu je velmi drobných rozměrů a vyskytuje se výhradně ve formě lepidoblastů vyhojujících zrna turmalínu (MH 2, MH 117); (iii) původní zrna turmalínu podléhají alteraci pravděpodobně v pozdní fázi turmalinizace za vzniku třetího typu drobného sericitu parketového (0.25 mm, MH 2). Sericitizace postihuje turmalín po štěpných trhlinách a puklinách. V žádném z vzorků turmalinitů a turmalínových fylitů nebyly pozorovány reliktu albitu a chloritu. Akcesorická zrna intersticiálního anhedrálního apatitu jsou vázána především na turmalínové polohy.

3.2.3 Kvarcity

Makroskopicky je tato hornina nazelenalá, s usměrněnou vnitřní stavbou a granoblastickou texturou. Jeví známky především regionální metamorfózy. Modálně dominuje křemen o šestibokém průřezu (>70 %) uskupený do pásů, které jsou proloženy jemnozrnným biotitem, chloritem a reliktním žlutým až okrovým živcem. Akcesoricky se zde vyskytují opakní minerály - rutil, hematit a zirkon (uzavřeniny v biotitu, MH 100) (obr. 3.1b)

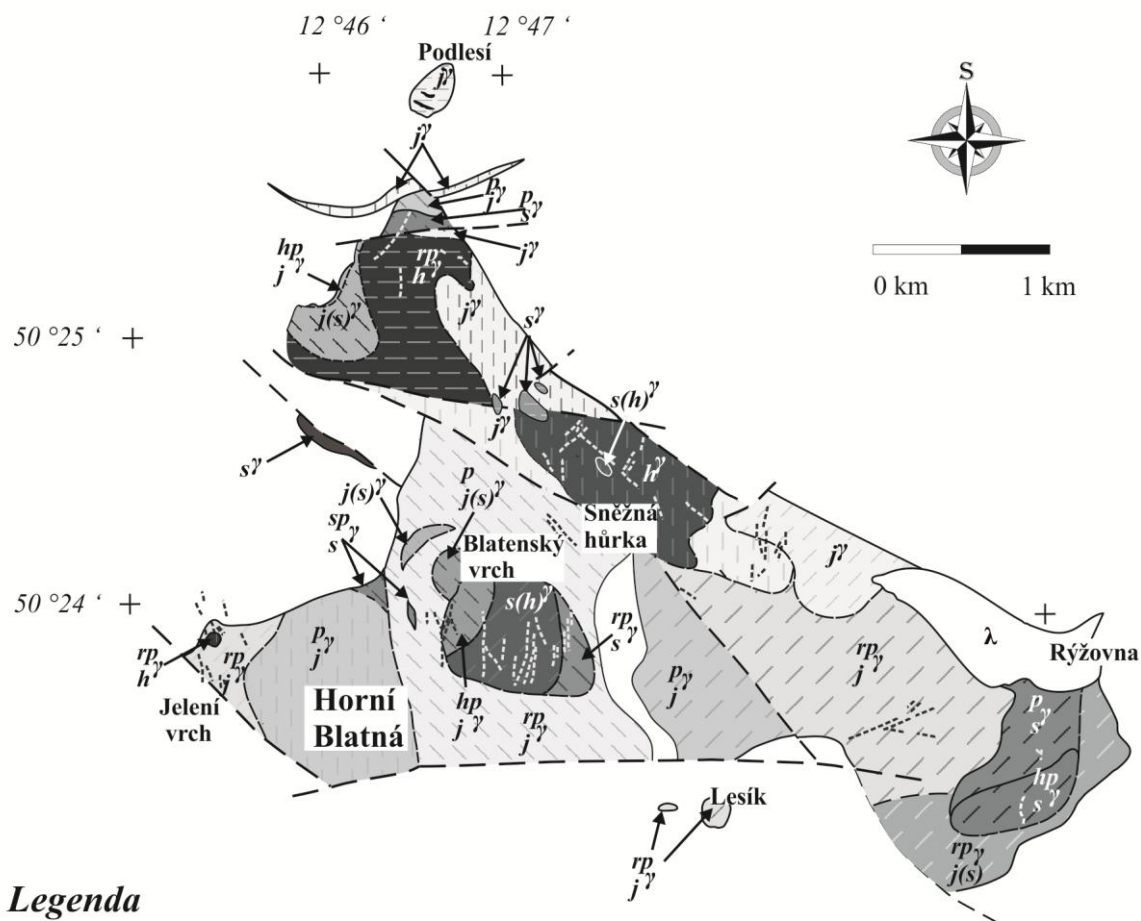
3.2.4 Amfibolity

Amfibolity jsou nazelenalé, jemnozrnné horniny s plošně usměrněnou stavbou. V hornině je hojně zastoupen amfibol (aktinolit resp. hornblend) tvořící až 50 % z celkového objemu horniny. Hornblend se světle zeleným až světle modrým pleochroismem o velikosti do 0,7 mm je přítomen pouze ve formě reliktů a byl v důsledku retrográdní metamorfózy nahrazen aktinolitem (do 0.15 mm). Zrna aktinolitu jsou světle zelená, místy mají ve středu intenzivnější pleochroismus. Jehlice aktinolitu směřují obvykle do živcových zrn. Zbývá část horniny je tvořena chloritem, živcem a opakními minerály, patrně sulfidy. Živce jsou světlé až mírně našedlé, anhedrálního tvaru. Akcesoricky se v hornině vyskytuje apatit, který je euhedrál ní, ve zkřížených nikolech je šedý až šedomodrý (MH 107B).

3.3 Granity

Granity blatenského masivu jsou všesměrné, narůžovělé až bílo-šedé, hrubě až jemnozrnné horniny s proměnlivým množstvím vyrostlic živců a křemene. Hranice mezi stejnoměrně zrnitými a porfyrickými typy je konvenční a vzájemný přechod tvoří seriálně porfyrické variety (např. MH 101B; obr. 3.3, obr.3.4). Pro texturní klasifikaci granitů používáme klasifikaci založenou na zrnitosti základní hmoty a objemovém zastoupení vyrostlic.

V této práci používáme dělení na jemnozrnné, středně zrnité a hrubozrnné typy podle hranic zrnitosti 1 a 3 mm (např. Teuscher 1933). U hornin, kde se průměrná zrnitost pohybuje kolem hraniční hodnoty je použito dvojího označení podle převládající frakce (např. s(h) – pro středně zrnitý typ na přechodu do hrubozrnného). Porfyrické horniny se rozdělují na řídké porfyrické (<10 obj. % vyrostlic), porfyrické (10 – 30 obj. % vyrostlic) a hustě porfyrické (> 30 obj. % vyrostlic).



Legenda

Terciér

λ vulkanity

PALEOZOIKUM

Variské magmatické horniny

Granity - texturní typy

j'	jemnozrný a žilný
rp'	jemnozrný řídký porfyrický
p'	jemnozrný porfyrický
hp'	jemnozrný hustý porfyrický
j	jemnozrný až středně-zrnitý
j(s)'	jemnozrný až středně-zrnitý řídký porfyrický
rp(s)'	jemnozrný až středně-zrnitý porfyrický
p(s)'	jemnozrný až středně-zrnitý porfyrický
s'	středně-zrnitý
rp'	středně-zrnitý řídký porfyrický

p'	středně-zrnitý porfyrický
hp'	středně-zrnitý hustý porfyrický
s(h)'	středně - až hrubozrný
h'	hrubozrný
rp_h'	hrubozrný řídký porfyrický

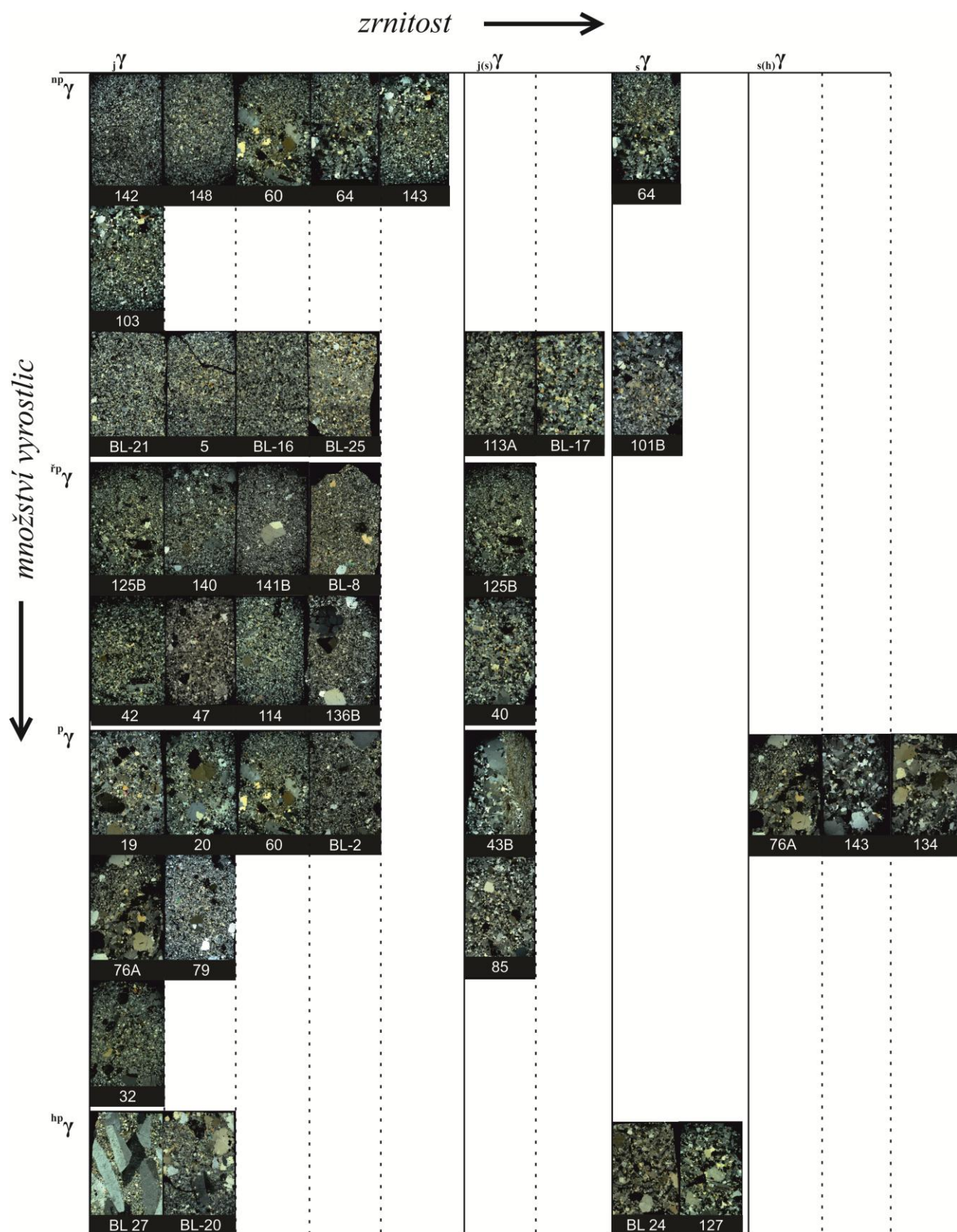
Granity - mineralogické typy

biotitový
turalín-biotitový
topaz - biotitový
Li - slídkový

Produkty hydrotermální alterace

greiseny

Obr. 3.3: Schematická mapa texturních typů greisenů s naznačeným výskytem greisenových tahů.



Obr. 3.4: Přehled texturních typů dle předpokládaného sledu vmístění (4 skupiny – shora Jelení a Blatenský vrch; Hřebečná; Sněžná hůrka, Luhy, Pískovec a Pila; Podlesí). Uvedeny všechny studované výbrusy granitů. Fotografie výbrusů se zkříženými nikoly.

Jednotlivé typy granitů se liší především charakterem a množstvím slíd, dále přítomností topazu a turmalínu, a podle modálního složení dělíme granity na biotitové granity a biotitové granity s muskovitem, biotitové granity s turmalínem, biotitové až zinnwalditové granity s topazem a zinnwalditové granity s topazem (tab.3.1).

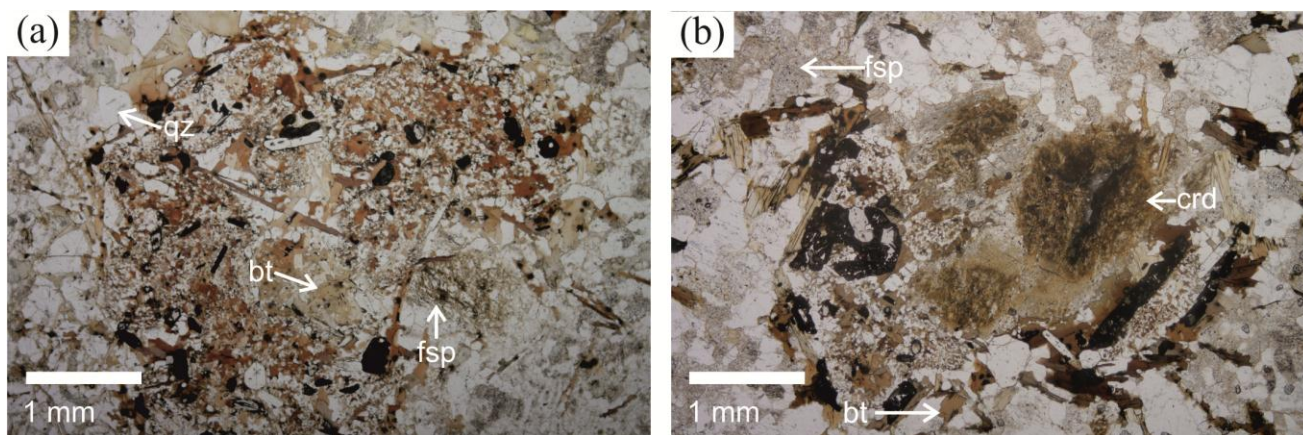
Tab. 3.1: Příslušnost jednotlivých granitových vzorků k modálním a texturním typům

Typ	biotitové granity a biotitové granity s muskovitem	biotitové a biotitové až zinnwalditové granity s turmalínem	biotitové až zinnwalditové granity s topazem	zinnwalditové granity s topazem
jemnozrnné	MH 64	MH 113	MH 64, MH 103, MH 113, MH 148	MH 103, MH 113, MH 148
jemnozrnné řídce porfyrický	MH 20, MH 43, MH 76A, MH 79, MH 101B, MH 136b, MH 140	MH 20; MH 42, MH 136B, MH 141B	MH76A, MH 79, MH 101B, MH 114, MH 125B, MH 140	MH 42, MH 47, MH 114, MH 125B
jemnozrnné porfyrické	MH 19			MH 19
jemnozrnné hustě porfyrické				MH 32
středně zrnité	MH 9, MH 64		MH 103, MH 64	MH 103
středně zrnité řídce porfyrické	MH 9, MH 70, MH 83, MH 134		MH 40, MH 70, MH 125b, MH 134	MH 40, MH 125b
středně zrnité středně porfyrické		MH 85	MH 85, MH 127	MH 127
středně až hrubozrnné			MH 101B, MH 143	MH 101B, MH 143
hrubozrnné neporfyrické	MH 60, MH 76A			
hrubozrnné řídce porfyrické	MH 60, MH 83			

Jednotlivé typy se liší především charakterem slíd – biotitové granity a biotitové granity s muskovitem obsahují tmavě hnědá anhedrální až subhedrální zrna, akcesoricky topaz do 5 obj. %. Biotitové granity s turmalínem neobsahují biotit v tak hojně míře (do 2 obj. %), zrna jsou obvykle drobná a světle hnědá či okrová, anhedrální, jen velmi zřídka se zde vyskytují větší subhedrální zrna (MH 136B), která jsou částečně bělená, případně částečně turmalinizovaná (namodralý pleochroismus) s výraznou akumulací sagenitu na

štěpných trhlinách. V blízkosti turmalínů se vyskytuje biotit jen sporadicky. Hlavní výskyt turmalínů je soustředěn do nodulí centimetrových rozměrů. Zřídka se v biotitových granitech s turmalínem vyskytují drobná zrna topazu.

Kromě přítomnosti subhedrálních až euhedrálních tvarů topazu je dalším znakem biotitových až zinnwalditových granitů s topazem vysoký stupeň bělení převážně subhedrálně omezených slíd. Biotitové až zinnwalditové granity s topazem jsou obvykle jemnozrné s hojným výskytem světlých slíd s velmi vysokými interferenčními barvami. Společným znakem biotitových až zinnwalditových granitů s topazem a zinnwalditových granitů s topazem je absence opakních minerálů a pleochroických dvůrků ve slídách.



Obr. 3.5: Mikrofotografie xenolitů z jemnozrné facie granitů typu Jelení vrch: a) xenolit (MH 140); b) pinitizovaný cordierit v xenolitu (BL 2).

3.3.1 Biotitové granity až biotitové granity s muskovitem

Biotitové granity jsou nejrozšířenějším horninovým typem blatenského masívu. Představují jemnozrné afyrické až porfyrické typy (obr. 3.3, 3.4). Biotitové granity a biotitové granity s muskovitem obsahují tmavě hnědý subhedrálně až anhedrálně omezený biotit, obvykle s množstvím pleochroických dvůrků, a euhedrální až subhedrální K-živce a sodný plagioklas. Vyrůstlice v porfyrických typech jsou tvořeny K-živcem a anhedrálním křemenem. Jemnozrná porfyrická varieta představuje okrajovou facii masivuna základě (i) lokálně obsahuje zbytky xenolitů o velikosti 1.5-2.2 mm, tvořené biotitem, křemenem a plagioklasem (např. MH 19, MH 20, MH 79; obr. 3.5a), (ii) akcesoricky byl pozorován pinitizovaný cordierit (obr. 3.5b). Lokálně biotit tvoří jehlicovité útvary, které můžeme interpretovat jako produkty krystalizace za značného podchlazení. Křemen má v těchto případech dendritické okraje zrn. V případě vyrůstlic K-živce je rovněž vidět dorůstání zrn. Turmalínové nodule se zřídka vyskytují v biotitových granitech (např. MH 141, BL-2). Jemnozrné porfyrické facie (granit typu Jelení vrch a Hřebečná) jsou místy postiženy chloritizací biotitu a myrmekitizací a sericitizací živce. Biotitové granity s akcesorickým subhedrálním magmatickým muskovitem jsou vázány na J okraj blatenského masívu.

3.3.2 Biotitové granity s turmalínem

Biotitové granity často a plynule přecházejí do variant s turmalínem. Tento horninový typ obsahuje menší množství biotitu ve prospěch turmalínu. Textura těchto typů je obvykle nestejně zrnitá, jemnozrná a řídké porfyrická. Vyrůstlice jsou tvořeny především anhedrálním křemenem, méně pak subhedrálními živci. Biotit je částečně bělený, s výraznou tvorbou sagenitu. Turmalín se vyskytuje především ve formě nodulí milimetrových až centimetrových rozměrů. Jednotlivá zrna jsou euhedrálně omezená a mají nejčastěji sloupcovitý tvar, nahnědlého až okrového, resp. modrého až modrozeleného pleochroismu (směrem k okrajům). Turmalín je v nodulích doprovázen křemenem, podružně se při okrajích

může vyskytovat plagioklas. Biotit v nodulích obvykle zcela chybí (např. MH 85, MH 136B). Zřídka se v biotitových granitech s turmalínem vyskytují drobná zrna topazu či muskovitu.

3.3.3 Biotitové až zinnwalditové granity s topazem

Biotitové až zinnwalditové granity s topazem se vyznačují stejnoměrně zrnitými (MH 143) až seriálně porfyrickými texturami (MH 101B), kdy vyrostlice K-živce jsou obklopeny křemenem, popř. subhedrálním plagioklasem (MH 148). Kromě přítomnosti subhedrálních až euhedrálních zrn topazu je dalším znakem vysoký stupeň bělení tmavých slíd, ve vzácných případech je biotit zonální (MH 143). Společným znakem všech biotitových až zinnwalditových granitů s topazem je nepřítomnost opakních minerálů a pleochroických dvůrků ve slídách. Anhedrální, zřídka subhedrální zrna topazu jsou nerovnoměrně rozšířena. S růstem obsahu topazu se zvyšuje zastoupení křemene na úkor živců.

3.3.4 Zinnwalditové granity s topazem

Zinnwalditové granity téměř neobsahují biotit a vyskytují se v severní části blatenského masivu. Charakteristickým znakem těchto granitů je stejnoměrně zrnitá, méně často řídká porfyrická textura a přítomnost světlě zbarvených Li-F slíd s vysokými interferenčními barvami, které postrádají pleochroické dvůrky. V porovnání s předchozími mineralogickými typy jde zde ve větším množství zastoupen subhedrální plagioklas, který je jen velmi zřídka alterovaný. Akcesoricky se zde vyskytuje euhedrální topaz, který obsahuje množství inkluzí na růstové ploše (BL-2).

3.3.5 Horninotvorné minerály granitů

Živce. Subsolvní živce jsou zastoupeny draselným živcem a plagioklasem v základní hmotě i ve formě vyrostlic. K-živce je tvořen nejčastěji subhedrálně, méně často euhedrálně omezenými, došedá zakalenými, místy perthitickými zrny. Místy podléhá myrmekektizaci, a to v okrajové facii (MH 19) nebo na kontaktu dvou texturních typů (MH 101B). Hojně dochází ke srůstu dle karlovarského zákona, a to především v hrubozrnnějších typech granitů (MH 101B, MH 103). K-živce nezřídka obsahují poikiliticky uzavřená zrna jiných minerálů (např. křemene a plagioklasu; MH 70). Některá zrna jsou porušena drobnými trhlinami, které jsou následně vyhojeny sericitem.

Plagioklasy se na rozdíl od K-živců vyskytují především v základní hmotě, ve formě subhedrálně omezených zrn s častým lamelováním. Plagioklas často uzavírá stejně jako K-živce kapkovité drobné křemeny a podléhá sericitizaci. Díky lištovitému až dlaždicovitému tvaru je plagioklas dobrým indikátorem původní magmatické stavby (např. kontakt mezi jemnozrnnou a středně zrnitou facii, MH 64). Zřídka je možné pozorovat náznaky akumulace krystalů (MH 64). Plagioklas méně vyvinutých granitových facií je lokálně poznamenán myrmekektizací, která je doprovázena sericitizací.

Slídy. Typ slídy je ovlivněn stupněm diferenciací a greisenizace. Primárně je v granitech obsažen biotit, resp. zinnwaldit, méně často muskovit. V jz. okrajových částech masivu převažuje tmavě hnědý typ biotitu s proměnlivou velikostí a častým výskytem pleochroických dvůrků. Štěpnost je na mnoha místech zvýrazněna přítomností sagenitu. V okrajové facii Jeleního vrchu slídy vytvářejí jehlice (MH 19A, MH 148). Biotit je místy postižen chloritizací (např. MH 19). Často je možné sledovat bělení slídy, která má buď kontinuální přechod nebo vytváří v zrnech zonalitu. Zinnwaldit je světle hnědý až světle okrový s výraznými interferenčními barvami. Magmatický muskovit tvoří subhedrální až anhedrální ojedinělá zrna s vysokými interferenčními barvami.

Turmalín je zastoupen anhedrálními zrny namodralé až nazelenalé barvy, a obvykle je soustředěn do nodulí v jemnozrnných faciích (BL-2, MH-20).

Topaz. Jako primární topaz byla označena zrna o velikosti až 3,5 mm, většinou anhedrálně, vzácně subhedrálně či euhedrálně omezená. V granitech jsou zrna topazu ojedinělá a netvoří shluky. Často dochází k rozkladu topazu, hojení trhlin a jeho obklopování světlou slídou (např. MH 103).

Křemen je zastoupen obvykle v několika generacích a tvoří: (i) porfyrické vyrostlice, (ii) součást základní hmoty, (iii) chadokrysty drobného kapkovitého křemene, (iv) jako produkt myrmekitizace, a (v) velmi ojediněle tvoří společně s biotitem a plagioklasem zbytky metasedimentárních xenolitů. Magmatický křemen o velikosti až 1,75 mm je charakteristický anhedrálním tvarem (např. MH 70, MH 76A). Řídce dochází k porušení křemene a vyplňování fraktur drobnými plagioklasy (MH 70).

3.4 Žilné horniny

Společným znakem vymapovaných žilných hornin – granitových porfyrů a ryolitů - je jemnozrná, řídká až středně hustě porfyrická textura, kde vyrostlice jsou tvořeny především monokrystaly a agregáty křemene nebo srůsty živce s laločnatými okraji. V základní hmotě je obsažen především anhedrální křemen, K-živec, plagioklas a v menší míře i slídy.

3.4.1 Granitové porfyry

Makroskopicky jsou granitové porfyry světle šedé, jemnozrné horniny s řídkou porfyrickou texturou, které obsahují živce, křemen, biotit a akcesoricky topaz, turmalín a opakní minerály. V rámci granitových porfyrů můžeme vyčlenit partie (i) topaz-biotitové a (ii) turmalínové s akcesorickým výskytem topazu. Intenzivně myrmekitizovaný granitový porfyr je jemnozrný, řídká až středně porfyrický, kdy vyrostlice tvoří až 15 obj. % horniny (70 % křemen ve formě jednotlivých zrn i agregátů, 30 % K-živec, vzácně plagioklas). Vyrostlice křemene jsou často s laločnatým, resorbovaným okrajem. Kolem křemenných a K-živcových vyrostlic je možné pozorovat přednostní usměrnění jehlicovitých biotitů (MH 92A), příp. jsou biotity uspořádány do pásů (MH 137). Základní hmota je subhedrálně až anhedrálně stejnoměrně zrnitá, místy až afanitická. Základní hmota obsahuje lupenitý biotit a anhedrálně omezený plagioklas, který lokálně tvoří radiálně paprscité sférolity. Akcesoricky je přítomen intersticiální turmalín. Od jemnozrného porfyrického granitu se liší především výskytem myrmekitů (MH 92A), sférolitů (MH 137), velmi častým dorůstáním euhedrálních zrn křemene, K-živce a plagioklasu (MH 92A).

Křemen. Křemenné vyrostlice jsou subhedrální až anhedrální, často se jedná o vícezrné agregáty. Okraje zrn jsou postiženy resorpcí. Zrna křemene lokálně uzavírají lištovité biotity. Křemen v základní hmotě o velikosti až 0,25 mm je anhedrální a bez inkluzí.

Slídy jsou zastoupeny tmavě hnědým biotitem v lupenitém vývoji. Zřídka dochází k bělení těchto zrn, velmi vzácně k chloritizaci. Místy biotit obsahuje pleochroické dvůrky.

Turmalín. Drobný intersticiální turmalín je v granitovém porfyru olivově zelený, zřídka modrý, bez optické zonality. Vyskytuje se buď ve formě drobných rozptýlených zrn nebo jako turmalínové nodule, ve kterých je kromě intersticiálního hnědozeleného až modrého turmalínu přítomen ještě anhedrální křemen, popř. subhedrální plagioklas.

Živce. K-živec tvoří izolované euhedrální fenokrysty o velikosti 2,9-5,5 mm, které mají znaky dorůstání. Vyrostlice uzavírají množství inkluzí jiných minerálů (např. chloritizovaného biotitu). Vnitřní část živců je obvykle rozložena, zatímco středy bývají zachovány. Plagioklas je zastoupen hlavně v základní hmotě, kde je přítomen ve formě subhedrálních zrn o velikosti až 1,2 mm nebo tvoří drobné sférolity (MH 92A).

Topaz tvoří především anhedrální, velmi vzácně subhedrální zrna o velikosti až 1 mm. Často je koncentrován do drobných shluků. Obvykle je doprovázen křemenem, řídkou plagioklasem, může být přerůstán drobnými šupinami muskovitu.

3.4.2 Žilné ryolity

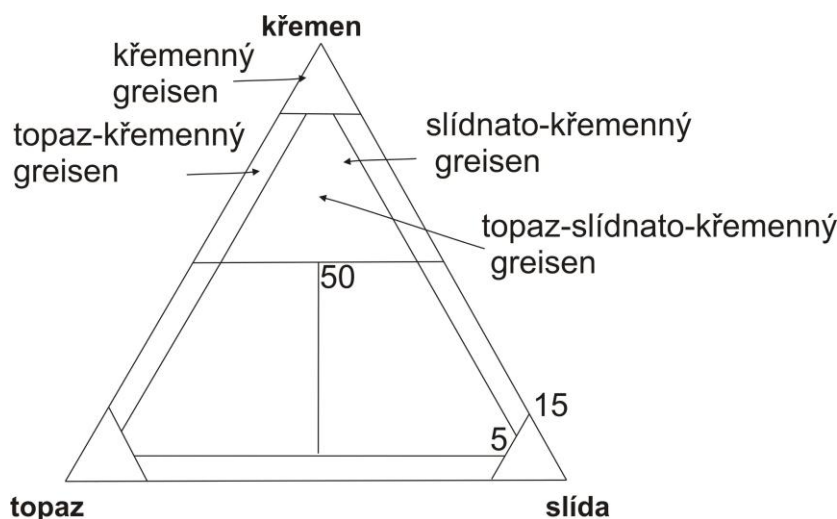
Žilné ryolity jsou velmi jemnozrné horniny s řídkou až středně porfyrickou texturou. Křemenná zrna jsou často subhedrální a spíše menší (do 2,5 mm), Vyrostlice K-živce jsou subhedrální a dvojčatí podle

karlovarského zákona. Vyroستlice plagioklasu se vyskytují velmi vzácně, a jsou menší než vyroستlice K-živce. Stejně jako křemenné vyroستlice podléhají částečné resorpci. Základní hmota je tvořena anhedrálním křemenem (0,05 mm), anhedrálními zakalenými živci a drobnými šupinami světlé slídy (0,03-0,05 m).

3.5 Greiseny

Greiseny v širším slova smyslu zahrnují greisenizované granity (s relikty živců) a bezživcové greiseny. Greisenizované granity jsou oproti původnímu granitu postiženy sericitizací, která postihuje nejprve plagioklasy, posléze K-živce. Přechod mezi greisenizovaným granitem a muskovit-křemenným greisenem je definován poklesem obsahu živců (více než 90 % původních živců je rozloženo) a nárůstem koncentrace slíd, především muskovitu. Klasifikační diagram greisenů je uveden na obr. 3.6 a obr. 3.8.

Greisenizace zahrnuje podle mikroskopického studia několik alteračních procesů: (i) zakalení a rozklad živců, (ii) sericitizaci, (iii) rozklad muskovitu na topaz, (iv) rozklad topazu na křemen, příp. krystalizaci křemene (obr.3.7). Sekundárně jsou greiseny postiženy hematitizací.



Obr. 3.6: Klasifikační diagram greisenů (dle Štemproka et al., 2005, upraveno).

3.5.1 Greisenizované granity

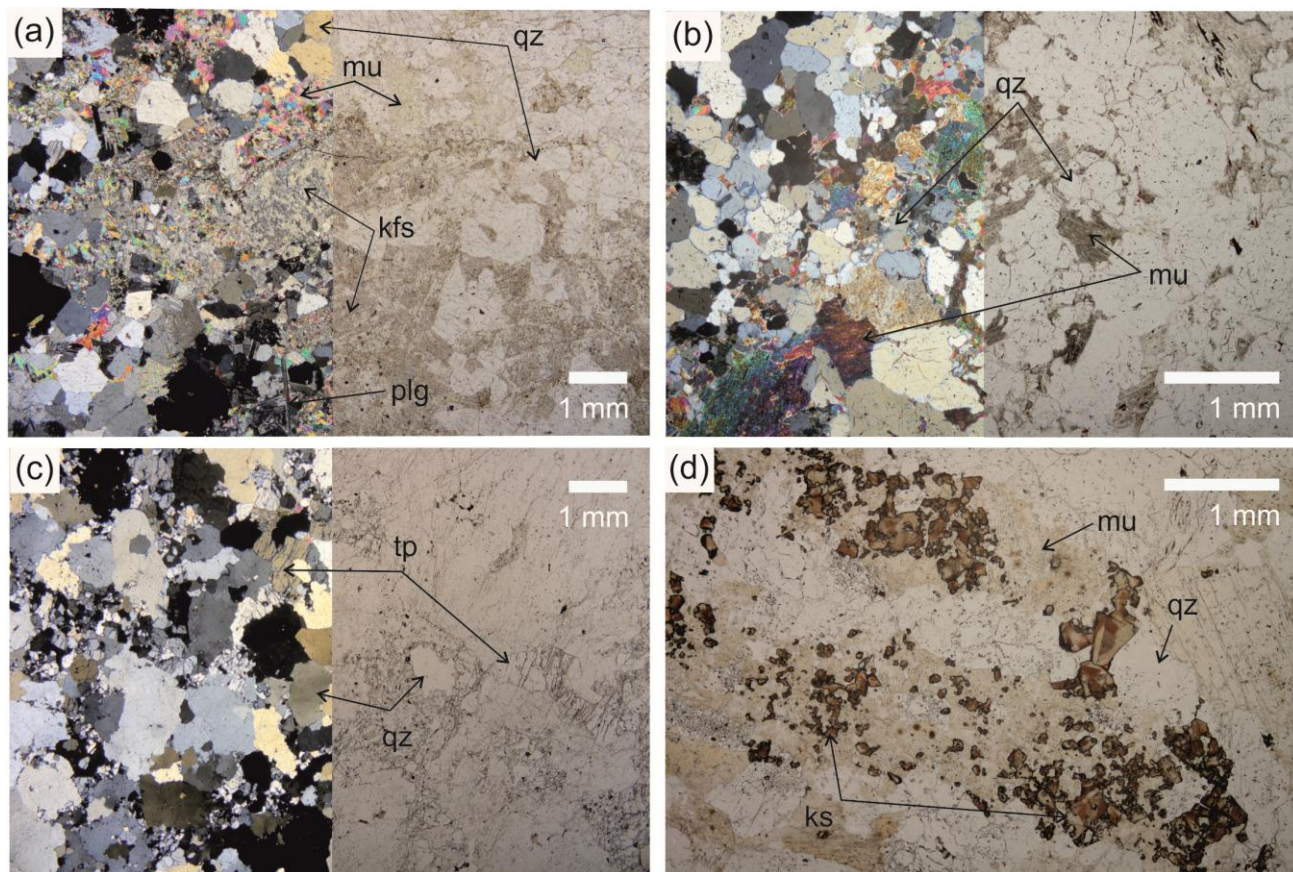
Nízká intenzita alterace se projevuje rozkladem živců. Živce jsou rozloženy ve prospěch drobných šupinovitých zrn světlého sericitu, který se váže na plochy štěpnosti živců (obr. 3.7a). S rostoucím stupněm alterace jsou živce postupně nahrazeny světlou slídou.

3.5.2 Slídnato-křemenné greiseny

Slídnato-křemenné greiseny jsou jemnozrnné horniny s reliktní řídce až hustě porfyrickou texturou, kde vyroستlice jsou tvořeny reliktním křemenem a základní hmota je stejnoměrně zrnitá až seriální. Drobný šupinkovitý sericit je postupně rekrystalizován na muskovit parketového habitu, popř. na vějířovité agregáty. Křemen hydrotermálního původu uzavírá hojně anhedrální zrna světlých slíd, které indikují tvar původních živců. Ve slídnato-křemenném greisenu se můžou vyskytovat ještě relikty živců (do 5 obj. %; obr. 3.7b).

3.5.3 Topaz-křemenné greiseny

Topaz-křemenné greiseny jsou makroskopicky světle žlutavé až nazelenalé horniny, s jemnozrnnou reliktní středně až hustě porfyrickou texturou, kde větší zrna tvoří magmatický či hydrotermální anhedrální křemen. Základní hmota je různorodá, stejnoměrně zrnitá až seriální s významnou převahou křemene nad topazem. Místy se vyskytují relikty anhedrálně omezených světlých slíd (obr. 3.7c).



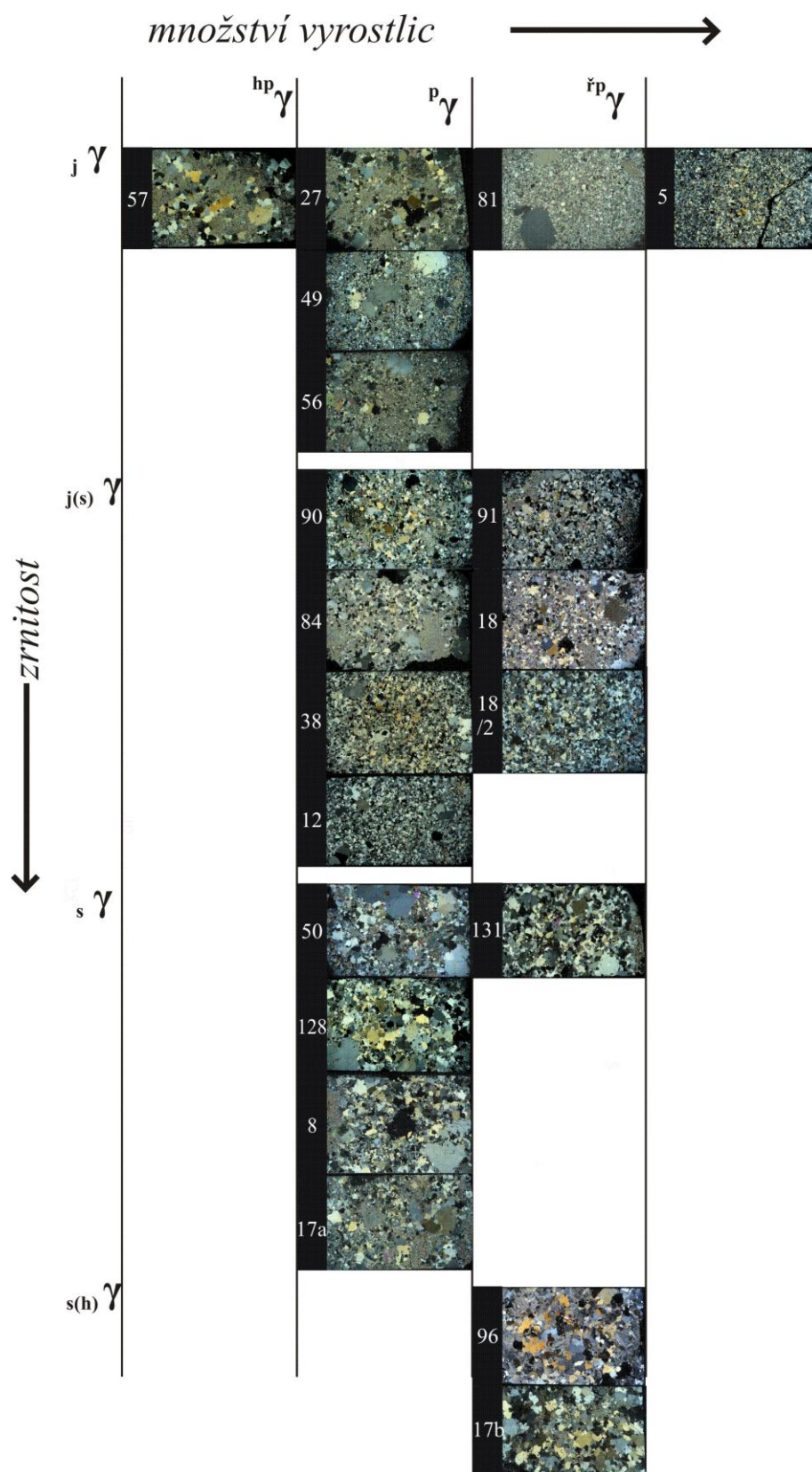
Obr. 3.7: Mikrofotografie greisenů: (a) greisenizovaný granit (MH 50); (b) muskovit-křemenný greisen (MH 96); (c) topaz-křemenný greisen (MH 8); (d) kasiterit v greisenizovaném granitu (MH 50).

3.5.4 Turmalín-křemenné greiseny

Turmalín-křemenné greiseny jsou velmi světlé horniny s rozptýlenými agregáty turmalínu. Mají středně zrnitou, stejnoměrnou až seriální texturu. Intersticiální turmalín má modrý pleochroismus, který přechází do hnědozeleného směrem k okrajům. Obsahují zbytky alterovaného biotitu, který se rozpadá na drobná bělená zrna. Akcesoricky je přítomen topaz, který tvoří ojedinělá větší subhedrální zrna nebo shluky drobnějších anhedrálních jedinců (MH 12).

3.5.5 Křemenné greiseny

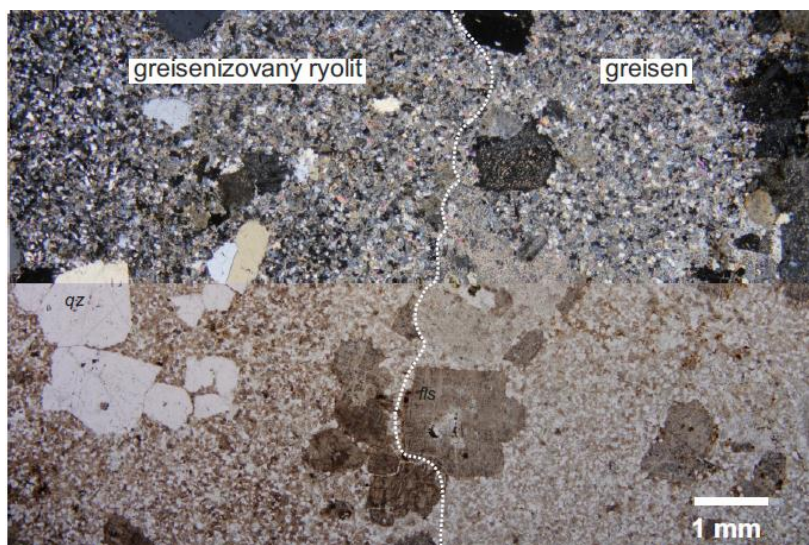
Křemenné greiseny jsou našedlé horniny, které se svým mineralogickým složením velmi podobají kvarcitům. Mají jemně až hrubě zrnitou strukturu a afyrickou až řídkou porfyrogranoblastickou texturu. Vzácně obsahují šupiny světlé slídy (MH 18/2).



Obr. 3.8: Přehled texturních typů greisenů (mikrofotografie výbrusů se zkříženými nikoly).

3.5.6 Greisenizované žilné ryolity

Greisenizace ryolitů se makroskopicky projevuje zbarvením do růžovošedých až šedých barev podél puklin. Nejprve rozkladu podléhají anhedrální živce za vzniku sericitových agregátů (obr. 3.9).



Obr. 3.9: Mikrofotografie greisenizovaného ryolitu (MH 112).

3.5.7 Minerální složení greisenů

Slidy. Sekundární muskovit se vyskytuje v několika formách: (i) drobný sericit (např. MH 83), (ii) vějířovitý sericit (např. 49), (iii) muskovit vzniklý sběrnou rekrystalizací (např. MH 38) a (iv) hrubě lepidoblastický muskovit (např. MH 38). Drobně šupinatý sericit je s ohledem na stupeň greisenizace uspořádán v paralelních liniích nebo tvoří shluky postupně nahrazující původní alterované živce. Vějířovitý sericit je tvořen radiálně uspořádanými šupinami a má proměnlivou velikost. Často je těsně doprovázen velmi jemně krystalickým křemenem.

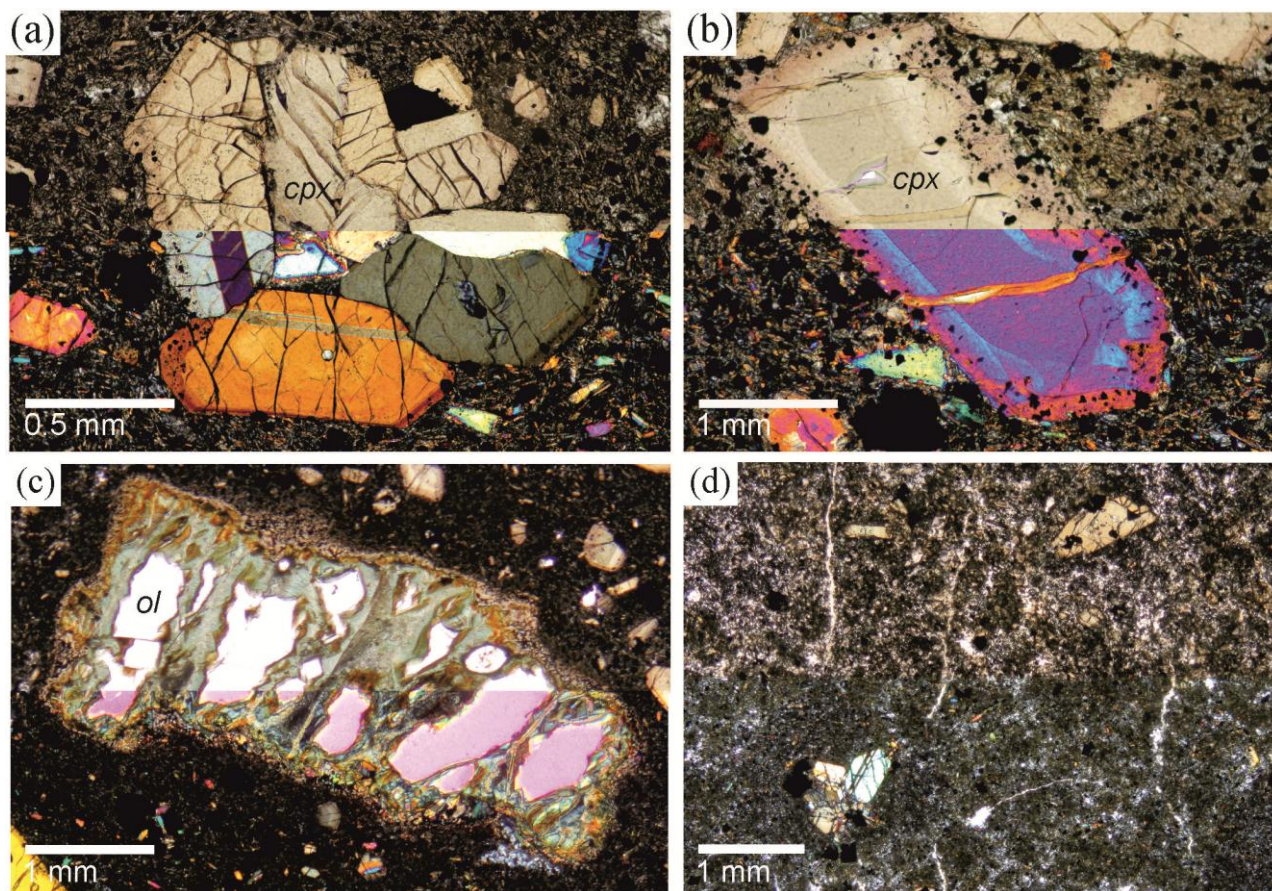
Topaz. Hydrotermální topaz tvoří anhedrální zrna, která se vyskytují ve shlucích, případně v základní hmotě mezi vyrostlicemi křemene. V některých případech může být obklopen drobnými agregáty šupinatého sericitu.

Křemen je nejběžnějším minerálem greisenizovaných granitů a greisenů. Jeho modální zastoupení roste v greisenech od 35 obj. % v greisenizovaném granitu až po více než 95 obj. % v křemenném greisenu. V greisenech je křemen přítomen ve třech varietách: (i) původní zrna křemene anhedrálního tvaru, která místy undulózně zhášejí, (ii) hydrotermální křemen s hojným množstvím fluidních inkluzí, a (iii) velmi jemnozrný křemen, který se vyskytuje společně s jemnozrným sericitem.

3.6 Neovulkanity

Neovulkanity výlevu Nad Rýžovnou jsou tvořeny tmavě šedým drobně porfyrickým analcimizovaným nefelinitem (MH 150, MH 152A) a fonotefritem (MH 149). Vyroستlice v nefelinitu jsou tvořeny euhedrálním klinopyroxenem (diopsidem) světle žluté až narůžovělé barvy o velikosti od 1-4.4 mm. Vyroستlice jsou zonální, přičemž světle zelené jádro postupně bledne až do světle žluté barvy, okraje jsou velmi světle růžové s velkým množstvím opakních inkluzí. Řídce je v zrnech pozorovatelný ostrý přechod mezi zeleným jádrem a okrajovou zónou, což může být způsobeno krystalizací zrna ve vyšších hloubkách a následným dorůstáním okrajů při výlevu (obr. 3.10). V malém množství se v neovulkanitech také vyskytují vyroстlice olivínu (obr. 3.10c) podléhající rozkladu. Základní hmota je tvořena klinopyroxenem, plagioklasem,

apatitem, analcimem nahrazujícím nefelín, opakními minerály (titanomagnetit) a akcesorickým apatitem. Zrna klinopyroxenu v základní hmotě jsou usměrněná, mají jehlicovitý tvar a nažloutlou barvu (bez patrné zonality). Bílý až naředlý plagioklas je v základní hmotě rozmístěn nerovnoměrně a je výlučně anhedrální.



Obr. 3.10: Mikrofotografie neovulkanitů z výlevu Nad Rýžovnou : a) srostlice klinopyroxenů v melaneferinitu (MH 150), b) fenokryst klinopyroxenu v melaneferinitu s.s. (MH 152A), c) pinitizace olivínu (melaneferinit, MH 150), d) afanitická základní hmota s ojedinělými výskyty glomeroblastů (MH 149) (mikrofotografie složeny ze snímků pořízených s rovnoběžnými a zkříženými nikoly).

Dalším horninovým typem výlevu u Rýžovny je fonotefrit šedé barvy s až dvoumilimetrovými vyrostlicemi euhedrálního klinopyroxenu. Textura je převážně řídká porfyrická s místními přechody do textury glomerofyrické. Okraje klinopyroxenových vyrostlic velmi často obsahují velké množství opakních inkluzí (titanomagnetitu). Velikostně mezi vyrostlice patří rovněž lištovitá zrna apatitu. Základní hmota je velmi jemnozrná a jsou zde především zastoupeny živec, klinopyroxen (augit s egirínovými lemy) a minerály sodalitové skupiny (haüyn). Haüyn tvoří euhedrálně omezená zrna bílé až naředlé barvy, velmi často s alterovaným jádrem. Charakter plagioklasu není možné díky malé velikosti zrn spolehlivě určit.

4 Chemické složení minerálů

4.1 Metodika

Chemické složení reprezentativních vzorků granitů (14), greisenů (11) a turmalinitů (2) bylo detailně studováno na SEM TESCAN Vega vybaveným EDS detektorem X-Max50 (ÚPSG PřF UK) za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV a proud svazku 1,5 nA. Použité standardy pro jednotlivé prvky pocházejí od dodavatelů SPI a ANSTAD (kromě topazu, kde byl použit fluortopazový externí standard). Při zpracování vzorků MH 2 a MH 147 byly podmínky změněny za účelem zvýšení kontrastu (urychlovací napětí 30 kV a proud svazku 25 nA a času měření 100 s). Snímky katodové luminiscence byly pořízeny za analytických podmínek napětí 15 kV a proudu 25 nA.

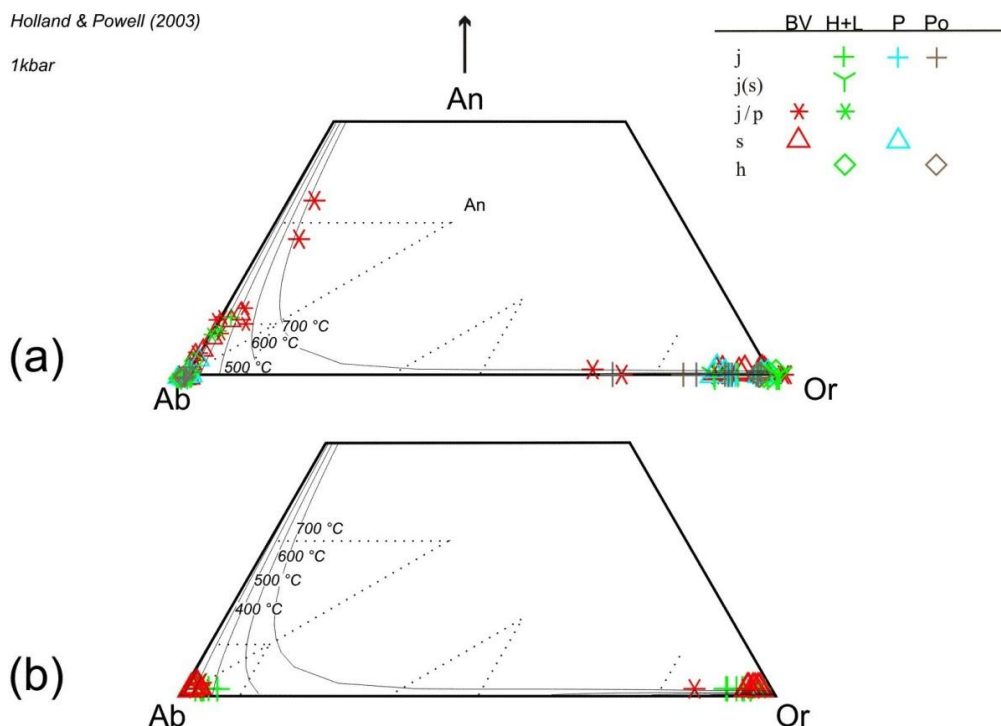
Při výběru vzorků granitů byl brán zřetel na pokrytí všech texturních a modálních typů. Pro rekonstrukci průběhu alterace byly vybrány výbrusy vzorků všech definovaných typů greisenů blatenského masívu s ohledem na texturu jejich protolitu a na pokrytí všech morfologických typů slíd.

4.2 Živce

V granitech blatenského masívu se vyskytují K-živce a plagioklasy, a oba minerály jsou zachovány ve formě reliktních v některých greisenech (tab. 4.1; obr. 4.1). Pro výpočet krystalochemických vzorců živců byl použit rozpočet na 8 kyslíkových atomů. K-živce mají složení od čistého ortoklasu ($\text{Or}_{98}\text{Ab}_{02}$) s narůstajícím obsahem albitové složky až k dosažení alkalickoživcového solvu. Většina K-živců odpovídá rozpětí $\text{Or}_{98-85}\text{Ab}_{02-15}$, přičemž K-živce z granitů v Podlesí mají nejnižší obsah albitové složky.

Plagioklasy tvoří lineární trend vycházející ze složení $\text{Or}_{03}\text{Ab}_{87}\text{An}_{10}$ a směřující k téměř čistému albitu ($\text{Or}_{02}\text{Ab}_{98}$; obr. 4.1). Jednotlivé analýzy poukazují na pokles bazicity směrem od granitů Jeleního a Blatenského vrchu k výrazně vyvinutým granitům typů Luhy, Pískovec a Podlesí. Vzácně jsou v granitech přítomny homogenní anhedrální xenokrysty se zvýšeným množstvím anorthitové komponenty (až 35 mol. %) z asimilovaných kontaktních rohovců.

Reliktní živce v greisenech mají složení blízké velmi čistému K-živci ($\text{Or}_{94-98}\text{Ab}_{06-02}$) a albitu ($\text{Ab}_{97-99}\text{An}_{03-01}$), která ukazují, že greisenizace podporuje výměnu alkálií mezi živci, příp. slídami, dříve než dojde k jejich rozkladu.



Obr. 4.1: Chemické složení živců v (a) granitech a (b) greisenech s klasifikačními poli dle Parsonse (2010). Texturní typy: j - jemnozrnný granit, j(s) - jemnozrnný až středně zrnitý granit, j/p - jemnozrnný porfyrický granit; s - středně zrnitý granit, h - hrubozrnný granit. Regionální typy: BV - Blatenský vrch a Jelení vrch, H+L - Hřebečná a Luhy, P - Pila, Po - Podlesí.

Tab. 4.1: Chemické složení živců

Zrnitost	j	m	s(h)	j	s	s(h)
Vzorek	MH 60	MH 148	MH 143	MH 20	MH 125B	MH 143
Analýza	60-1-1	148-1-1	143-1-21	20-2-1	125B-1-5	143-1-11
Mineral	kfs	kfs	kfs	plg	plg	plg
Charakter	vr	zh	zh	zh	zh	zh
SiO ₂ (hm. %)	65.61	64.18	68.73	67.40	68.58	68.73
Al ₂ O ₃	19.34	19.00	19.69	20.04	19.69	19.69
FeO	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00
CaO	0.14	0.00	0.02	0.63	0.06	0.02
Na ₂ O	3.43	0.90	11.57	11.25	11.73	11.57
K ₂ O	12.06	15.43	0.15	0.13	0.18	0.15
P ₂ O ₅	0.31	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00
Součet	100.91	99.95	100.16	99.55	100.24	100.16
Si (per 8 O)	2.97	2.97	3.00	2.96	2.99	3.00
Al	1.03	1.04	1.00	1.04	1.01	1.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.30	0.08	0.97	0.96	0.99	0.98
K	0.70	0.91	0.00	0.00	0.01	0.00
P	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
X an	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
X ab	0.30	0.08	0.99	0.96	0.99	0.99
X or	0.67	0.92	0.01	0.01	0.01	0.01

Zrnitost: j - jemnozrnný, m - mikro, s - středně zrnitý, s(h) = středně až hrubě zrnitý.

Charakter: vr – vyrostlice, zh – základní hmota

4.3 Slídy

Chemické složení slíd je důležitým nástrojem k rekonstrukci vzniku a vývoje kompozitní intruze, protože se obsah TiO_2 , MgO , FeO , F a Li_2O mění v závislosti na stupni diferenciaci (tab. 4.2). Granity a greiseny blatenského masívu obsahují tmavé (trioktaedrické) i světlé (dioktaedrické) slídy, jejichž složení se liší především v množství Al_2O_3 , Li_2O , TiO_2 , F a obsazení oktaedrické pozice v závislosti na stupni geochemického vývoje (obr. 4.2 a 4.3). Chemické složení slíd bylo rozpočítáno na 11 atomů kyslíku a veškeré Fe je uvažováno jako dvojmocné. Pro oba typy slíd byly obsahy Li počítány podle vzorců Tischendorfa et al. (2004) (ve hm. %):

$$\text{Li}_2\text{O} = 0.289 \text{ SiO}_2 - 9.658 \quad (4.1)$$

pro trioktaedrické slídy, resp.

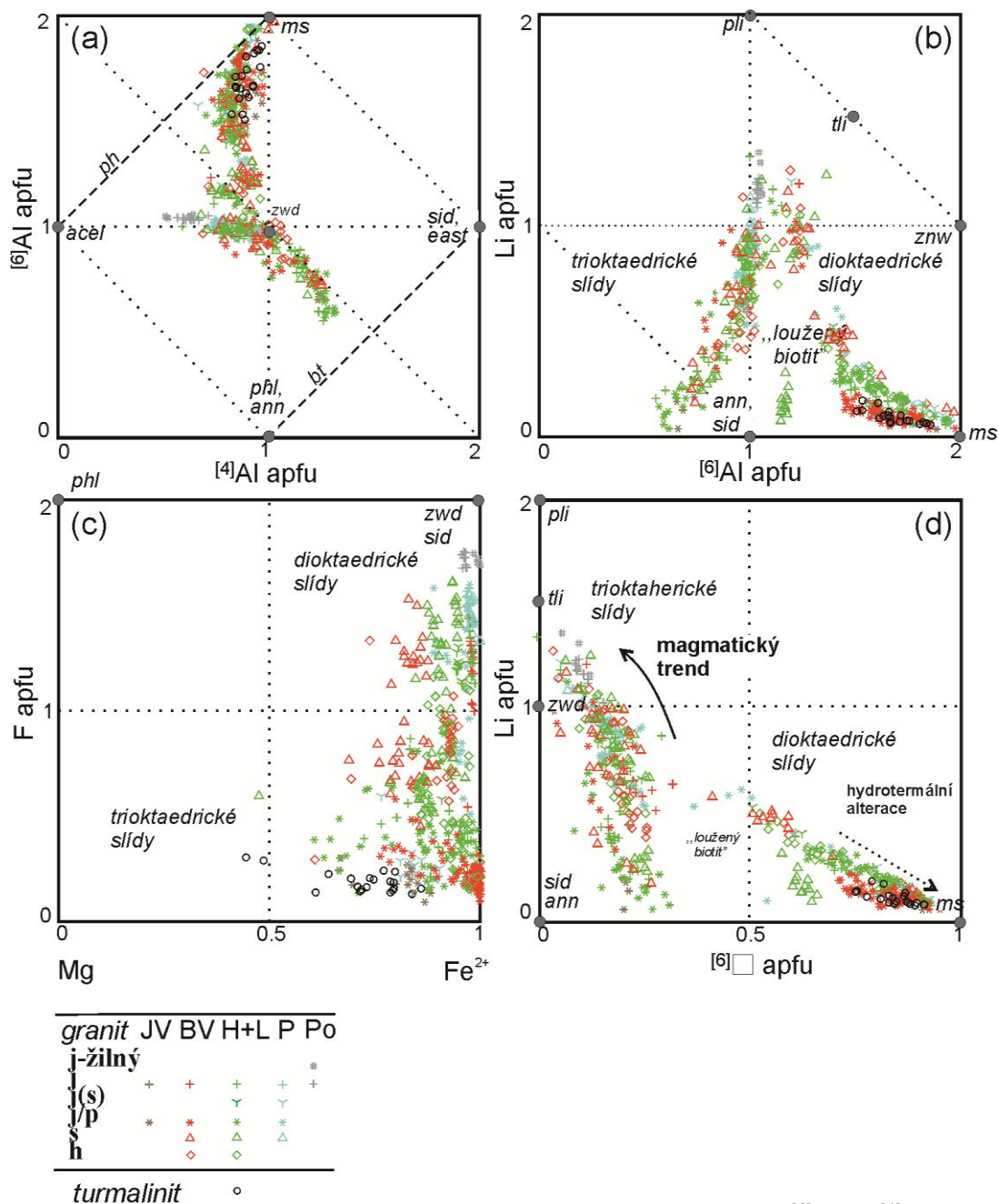
$$\text{Li}_2\text{O} = 0.3935 \times \text{F}^{1.326} \quad (4.2)$$

pro dioktaedrické slídy.

Slídy se jen velmi zřídka vyskytují ve formě homogenních zrn, ale častěji jsou zonální nebo poznamenány sekundární alterací. Muskovitizace tmavých slíd se projevuje vznikem světlejších domén nebo pouze alterací okraje zrn, především na kontaktech se živci (obr. 4.4, 4.5).

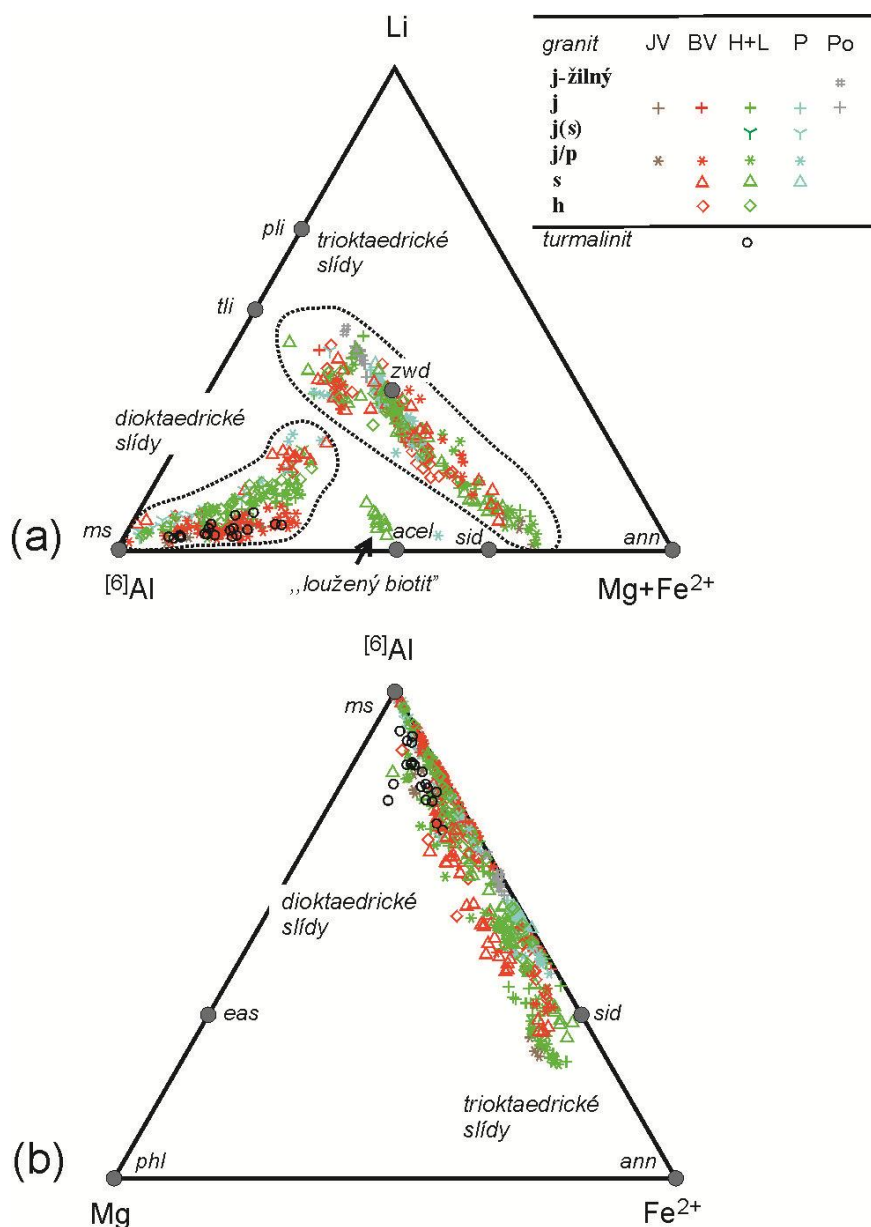
Tab. 4.3: Možné substituce probíhající v dioktaedrických a trioktaedrických slídách

Minerály	Výměnný vektor
Pli-Ann	$\text{Al}^{[4]}_{-2} \text{Fe}^{2+}_{-6} \text{Si}_2 \text{Li}_2$
Pli-Tri	$\text{Al}^{[4]}_{-2} \text{Al}^{[6]}_{-1} \text{Si}_2 \text{Li}$
Ann-Znw	$\text{Al}^{[4]}_{-1} \text{Li}_{-1} \text{Fe}^{2+}_2$
Tli-Ann	$\text{Fe}^{2+}_{-6} \text{Al}^{[6]}_3 \text{Li}_3$
Mu-Ann	$\text{Fe}^{2+}_{-6} \text{Al}^{[6]}_4 \square^{[6]}_2$
Tli-Mu	$\text{Al}^{[6]}_{-1} \square^{[6]}_{-2} \text{Li}_3$
Znw-Sid	$\text{Fe}^{2+}_{-1} \square^{[6]}_{-1} \text{Li}_2$
Mu-Ann	$\text{Fe}^{2+}_{-6} \text{Al}^{[6]}_4 \square^{[6]}_2$



Obr. 4.2: Znárodnění chemických analýz slíd granitů a greisenů v diagramu a) $^{[6]}\text{Al}$ vs. $^{[4]}\text{Al}$ apfu, b) Li vs. $^{[6]}\text{Al}$ apfu, c) $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ vs F apfu, d) Li vs. \square vpfu (texturní klasifikace : j-žilný=žilný jemnozrný granit, j=jemnozrný granit, j(s)=jemnozrný až středně zrnitý granit, j/p = jemnozrný granit porfyrický, s=středně zrnitý granit, h=hrubozrný granit, geografická klasifikace granitů: JV=Jelení vrch, BV= Blatenský vrch, H+L= Hřebečná a Luhy, P= Pila a Pískovec, Po= Podlesí).

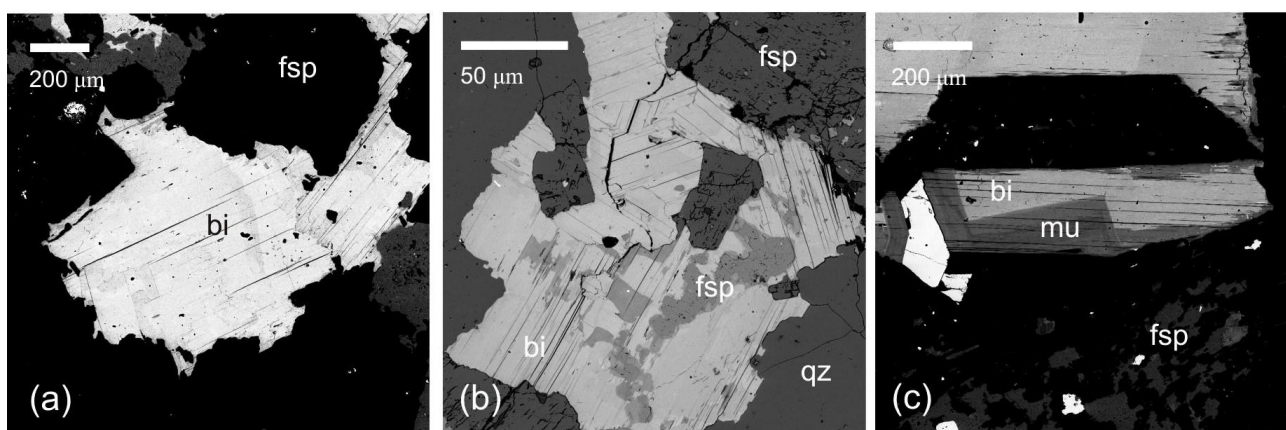
Slídy se jen velmi zřídka vyskytují ve formě homogenních zrn, ale častěji jsou zonální nebo poznamenány sekundární alterací. Muskovitizace tmavých slíd se projevuje vznikem světlejších domén nebo pouze alterací okraje zrn, především na kontaktech se živci (obr. 4.4, 4.5).



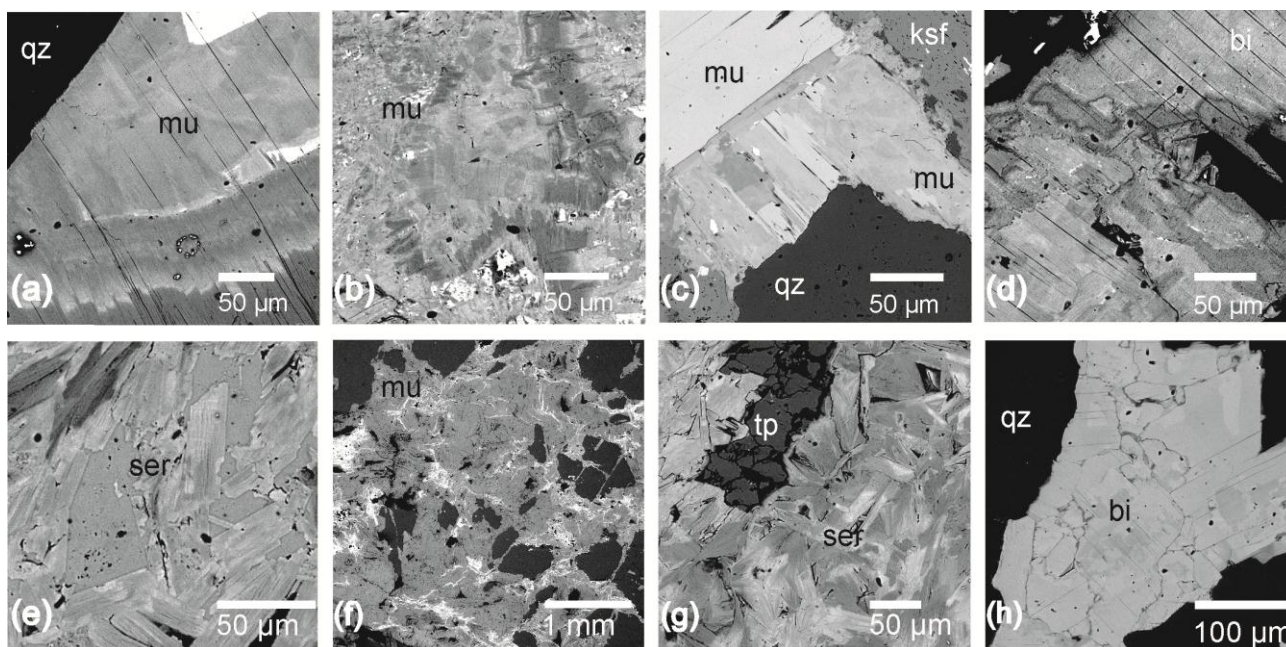
Obr. 4.3: Znázornění chemických analýz slíd granitů, greisenů v ternárním diagramu a) $Mg-Fe^{2+}-[⁶]Al$ a b) $Mg+Fe^{2+}-[⁶]Al - Li$ (texturní klasifikace: j-žilný=žilný jemnozrnný granit, j=jemnozrnný granit, j(s)=jemnozrnný až středně zrnitý granit, j/p = jemnozrnný granit porfyrický, s=středně zrnitý granit, h=hrubozrnný granit, geografická klasifikace granitů: JV=Jelení vrch, BV=Blatenský vrch, H+L=Hřebečná a Luhy, P=Pila a Pískovec, Po=Podlesí).

4.3.1 Trioktaedrické slídy

Trioktaedrické slídy odpovídají svým chemickým složením lithnému annitu (na přechodu k siderofylitu) až zinnwalditu, příp. trilithionitu (obr. 4.3). Chemické složení vykazuje velké rozdíly v SiO_2 (34.42-50.12 hm. %; 2.69-3.48 Si pfu), zvýšené hodnoty FeO (6.25-25.18 hm. %; 0.38-1.65 Fe pfu), nižší obsah Al_2O_3 (18.62-25.97 hm. %; 1.56-2.15 apfu). Molární poměr $Mg/(Mg+Fe_{TOT})$ označený mg # se v granitech pohybuje okolo 0,540, zatímco v greisenech okolo 0.240. Hlavní trend chemického vývoje odpovídá růstu obsah Li a Al v oktaedrické pozici na úkor titanu, hořčíku a železa; současně v tetraedrické pozici nahrazuje Si původní Al a v hydroxylové pozici se zvyšuje zastoupení F. Tuto chemickou výměnu je možné popsat operátorem $Fe_2Li_1[⁶]Al_1$ způsobující nárůst lepidolitové (trilithionitové) složky. Muskovitizace



Obr. 4.4: Mikrofotografie magmatických slíd granitech (ve zpět odražených elektronech): (a) MH 40; (b) MH 143; (c) MH 125B.



Obr. 4.5: Mikrofotografie alterovaných slíd ve zpětně odražených elektronech (BSE). Bělení slíd: a) původní magmatické zrno (MH 96), b) sericitizace a následná rekrytalizace (MH 96), c) bělení okraje magmatického zrna na kontaktu se živcem (MH 59A), d) loužení slídy (MH 96); Muskovitizace/sericitizace slíd: e) drobné sericitové šupiny (sericitizace živce-MH), f) rekrytalizované vějíře s hematitizací (MH 17B), g) sericitové vějíře (rozklad topazu, MH 96), h) loužení a shluk slíd (MH 131).

obvykle probíhá nahrazením Fe, popř. Mg za Al dle $(\text{Fe}, \text{Mg})^{2+}_{-3}[\text{Al}]^{6+}_2[\text{Al}]^{6+}_2\text{O}_{10}$. Látková změna během alteračních reakcí je uvedena v tab. 4.4.

V detailu složení tmavých slíd vykazuje následující variace: (i) složení v rámci blatenského masivu odpovídá lithným annitům, z převážné části zinnwalditům a ojedinělé analýzy z jemnozrnných a žilných typů z oblasti Pískovce a Podlesí patří trilithionit; (ii) ve suitách Jelení vrch, Blatenský vrch a Hřebečná-Luhy pokrývá složení tmavých slíd celé pozorované rozpětí, od nízkolithných annitů až po přechod zinnwaldit-trilithionit; (iii) v granitech Jeleního vrchu je patrný významný hiát mezi nízkolithnonnitovými granity, které představují stropní porfyrickou facii intruze a zinnwalditovými mikrogranity s turmalínem, které jsou vysoce vyvinuté. Tyto typy nespojuje ani texturní ani chemický přechod; (iv) v typu Blatenský vrch odpovídá ve středně zrnitých a porfyrických jemnozrnných varietách složení tmavých slíd celému rozpětí od lithného annitu k zinnwalditu, zatímco afyrické jemnozrnné a hrubozrnné typy jsou zřetelněji vymezeny jako Li-

chudé zinnwaldity; (v) ve suitě Hřebečná-Luhy je závislost složení tmavých slíd na textuře podobná a překrývá se s typem Blatenský vrch. Jemnozrnné porfyrické variety mají tendenci k dichotomii (nizkolithný annit vs. zinnwaldit), zatímco jemnozrnné a hrubozrnné typy mají vymezenější skupinu nizkolithných zinnwalditů; (vi) suity Pila a Pískovec obsahují tmavé slídy, které patří výlučně nízko- i vysokolithnému zinnwalditu; (vii) granity pně Podlesí obsahují vysokolithný zinnwaldit, zatímco žilný granit v Podlesí má tmavé slídy na přechodu zinnwalditu a trilithionitu.

Tab. 4.4: Relativní změny chemického složení tmavých slíd během hydrotermálních alterací (nevýrazná změna, dvě šipky výrazná změna v chemismu).

Morfologický typ slídy	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	#mg	F	Li ₂ O
Magmatické zrno-okraj	↓	↓	↑	↑	↓	↓	↓
Magmatické zrno-alterované domeny	↓	↑↑	↓	↓	↓	↑↑	-
Rekrystalizovaný okraj	↑	-	↓	↓	↓↓	-	↑
Rekrystalizovaný okraj-alterovaný	↑↑	↑↑	↓↓	↓↓	↓↓	-	↑↑
Lepidoblast-střed	-	↑	↑	↑	↓	↑↑	↓
Lepidoblast-okraj	↓	↓	↑	↑	↓	↑↑	↓↓
Slídové agregáty	↑	↑↑	↑↑	↓	↓	↑	↑
Slídové agregáty-alterované	-	↑	↓	↓↓	↓↓	↑↑	↑↑
Domény v šupinách	↓	↑↑	↓	↑	↑	↑	-

Tab. 4.5: Chemické složení a krystalochemické vzorce trioktaedrických slíd

Typ	Jelení vrch	Blatenský vrch	Hřebečná	Sněžná hůrka
Vzorek	MH 20	MH 60	MH 76A	MH 96
Analýza	20-2-2	60-2-1	76a-1-1	96-1-2
SiO ₂ (hm. %)	35.23	34.42	35.45	39.89
TiO ₂	1.69	2.72	1.78	0.77
Al ₂ O ₃	20.36	20.55	21.65	22.63
FeO	23.52	25.18	23.79	18.04
MnO	0.37	0.38	0.37	0.21
MgO	2.59	2.12	2.18	0.85
Na ₂ O	0.10	0.30	0.40	0.22
K ₂ O	9.41	9.16	9.33	9.86
Li ₂ O	0.52	0.29	0.59	1.87
F	0.95	1.33	2.55	3.97
Cl	0.25	0.21	0.42	0.08
Součet	94.55	96.06	97.31	96.70
Si (per 8O)	2.77	2.69	2.73	2.97
Al ^[4]	1.23	1.30	1.27	1.03
Al ^[6]	0.65	0.59	0.69	0.96
Ti	0.10	0.16	0.10	0.04
Fe	1.55	1.65	1.53	1.12
Mn	0.03	0.03	0.02	0.01

Mg	0.30	0.25	0.25	0.10
Li	0.17	0.09	0.18	0.56
Součet ^[6]	2.79	2.76	2.79	2.79
K	0.94	0.91	0.92	0.94
Na	0.01	0.05	0.06	0.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Součet ^[8]	0.96	0.96	0.98	0.97
F	0.24	0.33	0.62	0.94
Cl	0.03	0.03	0.06	0.01
OH	1.73	1.64	1.32	1.05
mg #	0.17	0.13	0.00	0.78
^[8] □	0.04	0.04	0.02	0.04

Dioktaedrické slídy obsahují více než 26 hm. % Al_2O_3 , resp. méně než 12 hm. % $\text{MgO}+\text{FeO}$ (tab. 4.6). V porovnání s tmavými slídkami mají vyšší koncentrace SiO_2 (42.42–50. 27 hm. %), a naopak méně F (do 4,40 hm. %) a méně Li_2O (do 0,89 hm. %). Složení tmavých a světlých slíd je od sebe zřetelně odděleno solvem, který se uzavírá s rostoucím obsahem Li a F směrem ke koncovému členu zinnwalditu, přičemž přechodné typy, označené jako „loužený biotit“ jsou velmi vzácné a úzce vymezené. Skupina světlých slíd tvoří trend od nízkolithného zinnwalditu s vyšším podílem oktaedrických vakancí směrem k muskovitu, který je u řady horninových typů nesouvislý. Složení světlých slíd má následující průběh: (i) v tělese Podlesí světlé slídy chybí a jedná se o jednoslídové, zinnwalditové granity; (ii) porfyrické jemnozrnné granity ze suity Pískovec-Pila obsahují dioktaedrické lithné zinnwaldity, které mohou mít magmatický původ, zatímco v ostatních texturních varietách jsou muskovity, patrně hydrotermálního původu; (iii) granit-greisenová suita Hřebečná-Luhy obsahuje nízkolithné dioktaedrické zinnwaldity ve hrubozrnných typech, „loužené“ nízkolithné dioktaedrické slídy ve středně zrnitých varietách, a souvislou skupinu od nízkolithného dioktaedrického zinnwalditu směrem k muskovitu v jemnozrnných horninách; (iv) v jednotce Blatenského vrchu obsahují středně zrnité granity dioktaedrické slídy na rozhraní nízkolithného zinnwalditu a vysokolithného muskovitu, ostře oddělené nízkolithných muskovitů ve jemnozrnných i středně zrnitých granitech a greisenech; (v) světlé slídy v turmalinitech patří nízkolithnému muskovitu. Reprezentativní složení dioktaedrických slíd je uvedeno v tab. 4.5 a 4.6.

Tab.4.6: Chemické složení dioktaedrických slíd v granitech, greisenech a turmalinitech (součet byl normalizován na 96)

Hornina	Granit typu Jelení vrch	Granit typu Jelení vrch	Greisenizovaný granit	Turmalinit	Topaz-muskovit-křemenný greisen
Minerál	muskovit	muskovit	muskovit	muskovit	fengit
Vzorek	20	143	59	147	8
Analýza	20-2-4	143-2-9	59-2-5	147-7-9	8-6-6
SiO_2 (hm. %)	44.40	44.81	48,74	45.47	49.37
TiO_2	0.29	0.31	0.30	0.16	0.49
Al_2O_3	29.90	24.80	28.12	31.01	25.64
FeO	4.60	3.78	8.88	5.13	7.15
MnO	0.12	0.07	0.07	0.03	0.09
MgO	1.30	1.12	1.52	1.02	1.23
Na_2O	0.24	0.12	0.15	0.28	0.15
K_2O	10.83	10.64	10.92	10.44	9.80
Li_2O	0.46	3.30	2.66	0.37	0.14
F	1.10	3.58	4.23	0.95	2.88

Cl	0.05	0.02	0.03	0.01	0.17
Součet	91.67	87.46	99.57	94.00	95.99
Si (per 8O)	3.14	3.23	3.16	3.14	3.40
Al ^[4]	0.86	0.77	0.84	0.86	0.59
Al ^[6]	1.63	1.35	1.31	1.66	1.49
Ti	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03
Fe	0.27	0.23	0.48	0.30	0.41
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.14	0.12	0.15	0.10	0.13
Li	0.13	0.96	0.69	0.10	0.04
Součet ^[6]	2.19	2.67	2.66	2.17	2.10
Na	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02
K	0.98	0.98	0.90	0.92	0.86
Součet ^[8]	1.01	1.00	0.92	0.96	0.89
F	0.25	0.82	0.87	0.20	0.63
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
OH	1.75	1.18	1.13	1.79	1.35
mg #	0.34	0.34	0.23	0.26	0.24

4.4 Topaz

Magmatický i hydrotermální topaz odpovídá svým složením fluortopazu. Chemické analýzy topazů granitů i greisenů potvrzují různá složení podle podílu fluóru, které konvenčně dělíme hodnotou $X(F) = \text{mol. F}/(\text{F} + \text{OH}) = 0.86$ (obr. 4.6). Zrna magmatického původu vykazují růstovou zonalitu přibývání F směrem k okrajům, zatímco hydrotermální topaz zonální není nebo podíl hydroxylové složky směrem k okrajům zrn vzrůstá. Hydrotermální topaz jeví známky rekrystalizace zrna (obr. 4.7). Reprezentativní složení topazu je uvedeno v tab. 4.7 a 4.8.

Tab. 4.7: Reprezentativní chemické složení a strukturní vzorce topazu v granitech. Analýzy přepočteny na 100%.

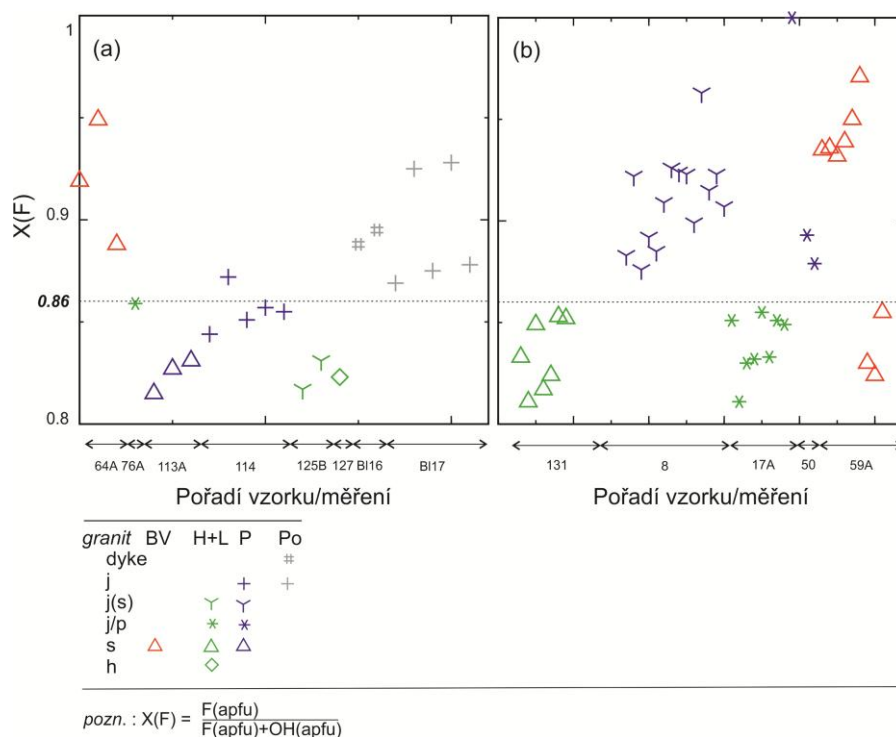
Typ granitu	Blatenský vrch	Hřebečná	Pila	Pila	Podlesí
Vzorek	MH 64	MH 76A	MH 113	MH 113	BL 17
analýza	64-2-3	76A-3-3	113-3-1		BL 17-3-1
genetický typ	hydrotermální	hydrotermální	magmatický	magmatický	magmatický
pozice	střed	okraj	střed	okraj	okraj
hm. %					
SiO ₂	29.95	30.66	30.71	30.89	30.58
Al ₂ O ₃	51.58	52.47	53.22	52.88	52.38
FeO	0.29	0.12	0.00	0.00	0.00
F	18.17	16.75	16.07	16.23	17.02
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Celkem	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
per 4O					
Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Al	2.01	2.01	2.01	2.01	2.01
Fe	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
F	1.90	1.72	1.63	1.65	1.75
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH	0.10	0.28	0.37	0.35	0.25
X(F)	0.95	0.86	0.82	0.83	0.87

Pozn.: $X(F) = F / (F + Cl + OH)$ apfu

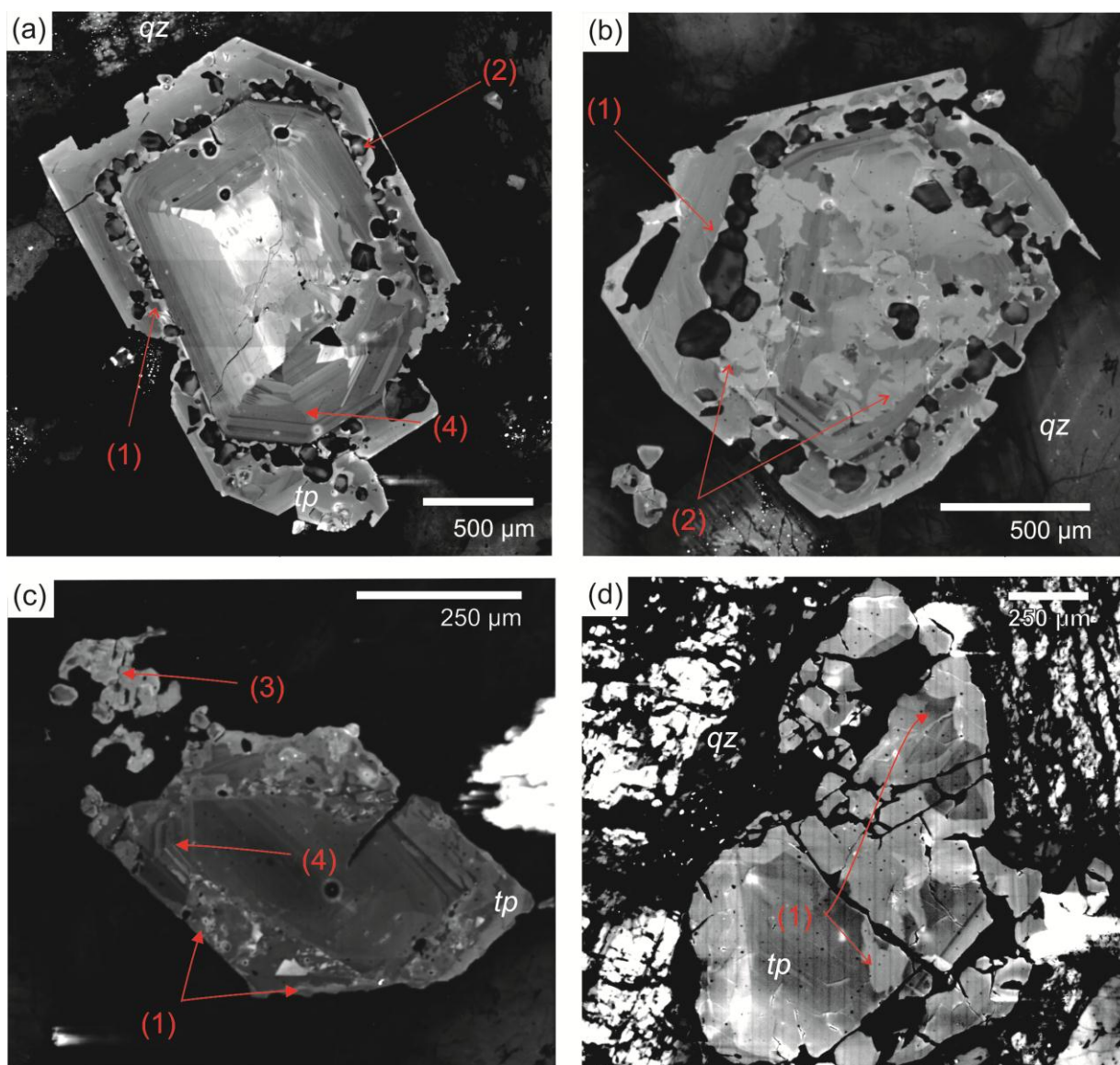
Tab. 4.8: Reprezentativní chemické složení a strukturní vzorce topazu v greisenech

Typ horniny	grs grt	mu-qz grs	tu-mu-qz grs	tp-qz grs
Vzorek	MH 59A	MH 131	MH 50	MH 8
Analýza	59A-4-1	131-3-1	50-1-7	8-4-2
Genetický typ	hydrotermální	Hydrotermální	hydrotermální	hydrotermální
Pozice	okraj	střed	střed	střed
SiO ₂ (hm. %)	30.12	30.82	29.26	30.42
Al ₂ O ₃	51.89	53.00	50.63	52.34
FeO	0.02	0.00	0.11	0.00
F	17.98	16.18	19.99	17.17
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.08
Celkem	100.00	100.00	100.00	100.00
Si (per 4O)	0.99	0.99	0.99	0.99
Al	2.01	2.01	2.01	2.01
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00
F	1.87	1.65	2.13	1.77
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00
OH	0.13	0.35	0.00	0.23
X(F)	0.94	0.82	1.00	0.88

Pozn.: $X(F) = F/(F+Cl+OH)$ apfu



Obr. 4.6: Diagram složení topazu v (a) granitech a (b) greisenech. Zkratky pro textury: d- žilný jemnozrnný granit, j - jemnozrnný granit, j(s) - jemnozrnný až středně zrnitý granit, j/p - jemnozrnný porfyrický granit, s - středně zrnitý granit, h - hrubozrnný granit. Regionální označení: JV - Jelení vrch, BV - Blateneský vrch, H+L - Hřebečná a Luhy, P - Pila a Pískovec, Po - Podlesí. [$X(F) = F(\text{apfu}) / (F(\text{apfu}) + OH(\text{apfu}))$].



Obr. 4.7: Snímky topazu pomocí katodové luminescence: (a) až (b) magmatické zrno s oscilační zónalností, a minerálními inkluzemi v růstové zóně (BL-17); (c) magmatické zrno topazu (MH 131) alterováno (1=loužení topazu, 3= rekrytalizace topazu; 4 = růstová zonalita) a (d) hydrotermální zrno topazu (MH 64) (1= resorbce povrchu).

4.5 Turmalín

Turmalín se vyskytuje v granitech, greisenech i turmalinizovaných fylitech, a patří mezi typ *NTG* (nodular tourmaline group) (Buriánek a Novák, 2007). Krystalochemické vzorce turmalínu byly počítány na základě zaplnění pozic T, Z a Y 15 kationty. Při rozpočtu bylo předpokládáno Fe ve dvojmocné formě a možná přítomnost Li nebyla uvažována. Koncentrace B_2O_3 a H_2O byly vypočítány na základě stechiometrie. Chemické složení turmalínu zmíněných horninových typů vykazuje velkou variabilitu, především v Fe#, dále v poměru Na a Ca. Hlavní výměna iontů probíhá na krystalochemických pozicích X, resp. Y, příp. V+W.

Turmalíny granitů blatenského masívu odpovídají skorylu a jejich chemické složení je relativně variabilní v závislosti na Fe# mateřské horniny. Opticky homogenní partie obsahují zvýšené množství TiO_2 (0.68 hm. %) a mají Fe# ~ 0.21. Jádra drobných zrn v paralelních zónách jsou obvykle homogenní, místy jsou zřetelné Fe-bohaté domény. V porovnání s homogenními částmi turmalinových zón mají vysokou Fe# hodnotu (~ 0.95), směrem k okrajům zrn klesá Fe# (až na 0.89), Na_2O (1.17 hm. %) a F (0.19 hm. %). Vlivem turmalinizace dochází k rozkladu biotitů za vzniku drobných homogenních anhedrálních zrn

odpovídajících svým chemickým složením skorylu ($Fe\# = 0.98$) s obsahem TiO_2 klesajícím směrem k okraji alterovaného biotitu (z 0.50 na 0.24 hm. %) a bez přítomnosti fluoru.

Chemické složení subhedralních až euhedralních zrn turmalínů z turmalinizovaných fylitů a turmalinitů odpovídá skorylu s postupným nárůstem Al_2O_3 a MgO směrem k okrajům, což odpovídá vývoj od skorylu k oxy-dravitu, resp. foititu. Jádra jsou bohatší Fe ($Fe\# = 0.83-0.91$), často alterovaná se špatně viditelnými doménami či lamelami ($Fe\#$ vzrůstá na 0.94). Chemické složení okrajů turmalínů značně kolísá ($Fe\# = 0.6-0.9$; až 0.7 hm. % F, resp. 0.04-0.75 hm. % TiO_2). Reprezentativní složení je uvedeno v tab. 4.9 a 4.10. Jednotlivé morfologické typy turmalínů viz. obr. 4.8.

Tab. 4.9: Reprezentativní chemické složení turmalínu v granitech a greisenech

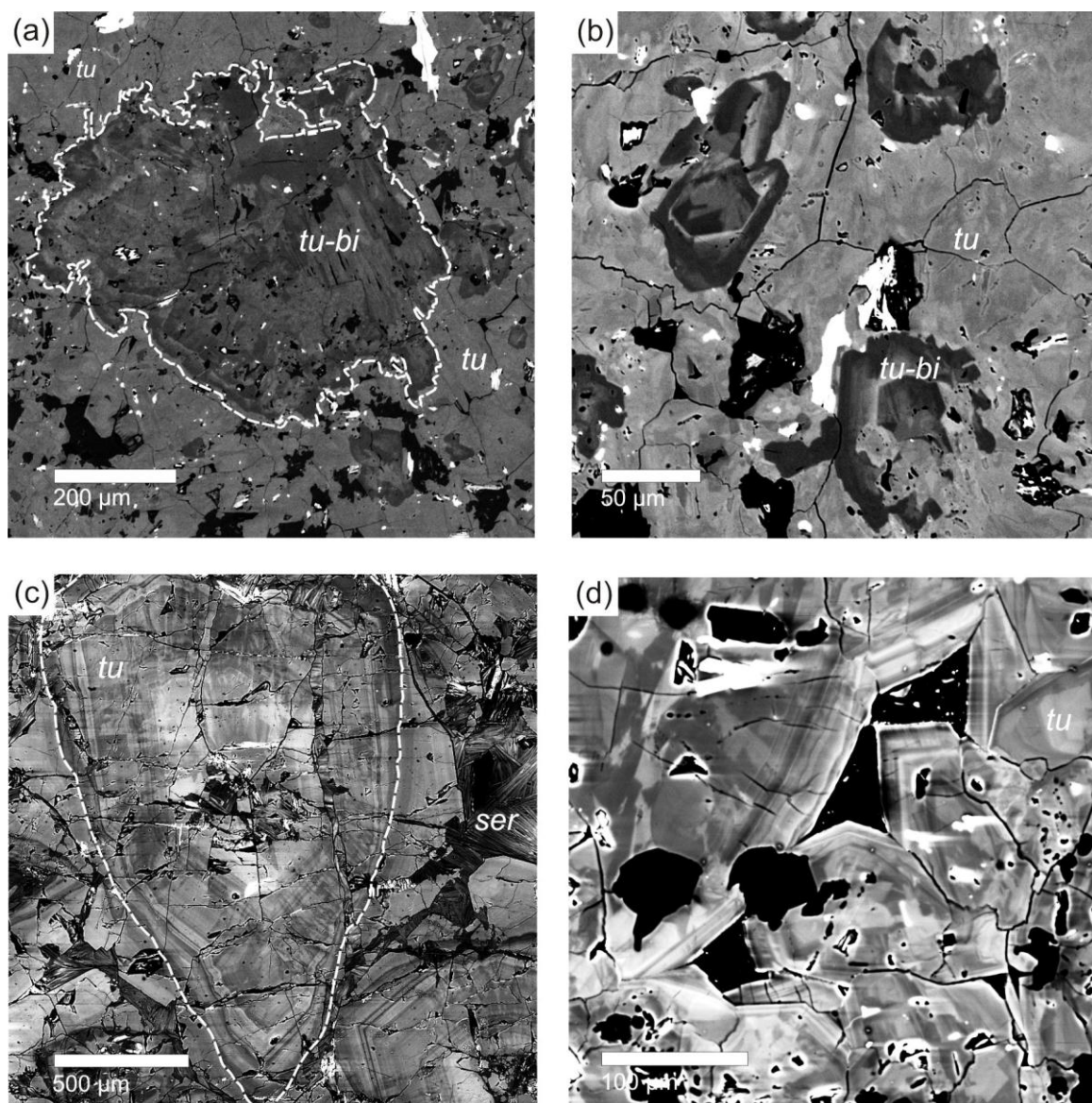
Typ horniny	granit	granit	greisen
Vzorek	MH 20	MH 20	MH 59A
Analýza	20-1-2	20-1-4	59A-1-6
SiO_2 (hm. %)	33.96	34.08	34.98
TiO_2	0.00	0.48	0.24
Al_2O_3	31.57	32.28	33.41
FeO	17.38	14.07	15.46
MnO	0.00	0.04	0.00
MgO	0.49	1.24	0.75
CaO	0.00	0.00	0.04
Na_2O	2.26	1.89	2.02
K_2O	0.00	0.00	0.06
F	0.38	0.45	0.41
$B_2O_3^*$	10.86	10.89	11.18
H_2O^*	3.39	3.40	3.49
Součet	100.31	99.82	102.05
Si (per TZY 15)	5.89	5.83	5.89
Ti	0.00	0.06	0.03
$Al^{[4]}$	0.11	0.15	0.08
$Al^{[6]}$	6.00	6.00	6.00
$Al^{[8]}$	0.35	0.59	0.59
Fe	2.52	2.02	2.19
Mg	0.13	0.32	0.19
Ca	0.00	0.00	0.01
Na	0.76	0.63	0.66
K	0.00	0.00	0.01
B^*	3.00	3.00	3.00
F	0.21	0.25	0.22
Cl	0.00	0.00	0.00
OH	1.96	1.95	1.97
$[X]_{\square}$	0.24	0.37	0.32
O-	0.00	0.09	0.13
$Fe\#$	0.95	0.86	0.92

$$Fe\# = Fe/(Fe+Mg)$$

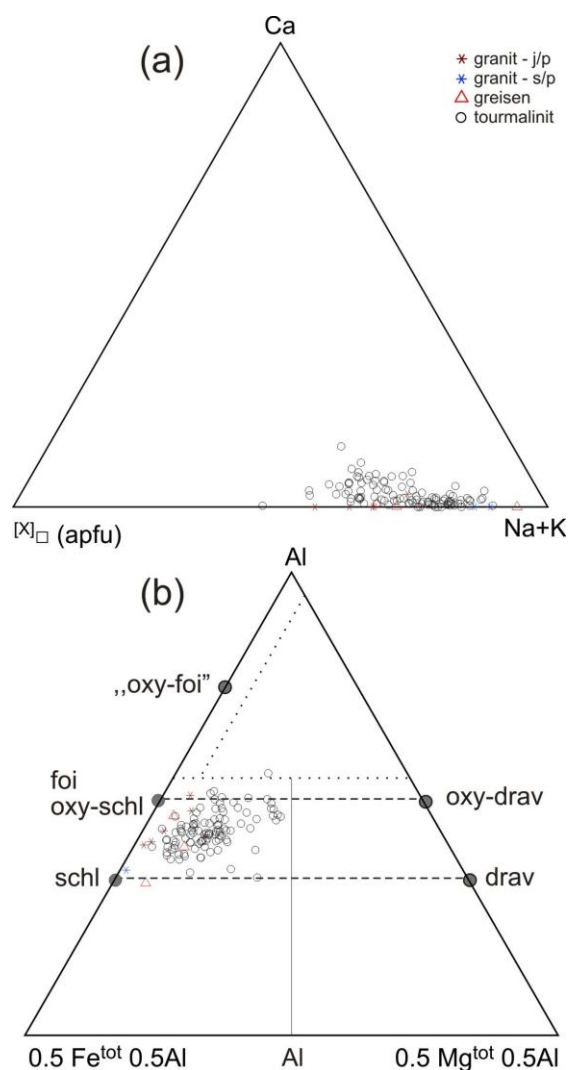
Tab. 4.10: Reprezentativní chemické složení turmalinitů v turmalínových fylitech a turmalinitech

Hornina	Turmalinit	Turmalinit	Turmalinizovaný fylit	Turmalinizovaný fylit
Vzorek	MH 147	MH 147	MH 2	MH 2
Analýza	147-7-2	147-7-14	2-2-12	2-2-13
SiO ₂ (hm. %)	33.91	34.42	33.57	36.04
TiO ₂	0.03	0.35	0.60	0.51
Al ₂ O ₃	32.23	32.14	34.74	33.91
FeO	16.33	14.68	12.62	9.22
MnO	0.12	0.07	0.05	0.02
MgO	0.60	1.71	1.84	4.43
CaO	0.04	0.13	0.72	0.14
Na ₂ O	2.23	2.52	1.63	1.69
K ₂ O	0.06	0.05	0.05	0.01
F	0.30	0.76	0.15	0.18
B ₂ O ₃ *	10.84	11.00	10.73	11.52
H ₂ O*	3.39	3.44	3.35	3.60
Součet	100.07	101.25	100.05	101.28
Si (per TZY 15)	5.86	5.87	5.89	5.93
Ti	0.00	0.05	0.01	0.03
Al ^[4]	0.12	0.10	0.10	0.04
Al ^[6]	6.00	6.00	6.00	6.00
Al ^[8]	0.46	0.40	0.40	0.42
Fe	2.37	2.11	2.15	1.96
Mg	0.16	0.44	0.43	0.57
Ca	0.01	0.02	0.01	0.00
Na	0.75	0.84	0.73	0.80
K	0.01	0.01	0.01	0.01
B*	3.00	3.00	3.00	3.00
F	0.16	0.41	0.43	0.23
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00
OH	1.96	1.97	1.97	1.99
[X]□	0.23	0.13	0.25	0.19
O-	0.04	0.14	0.03	0.11
Fe#	0.94	0.83	0.83	0.77

$Fe\# = mol. Fe/(Fe+Mg)$

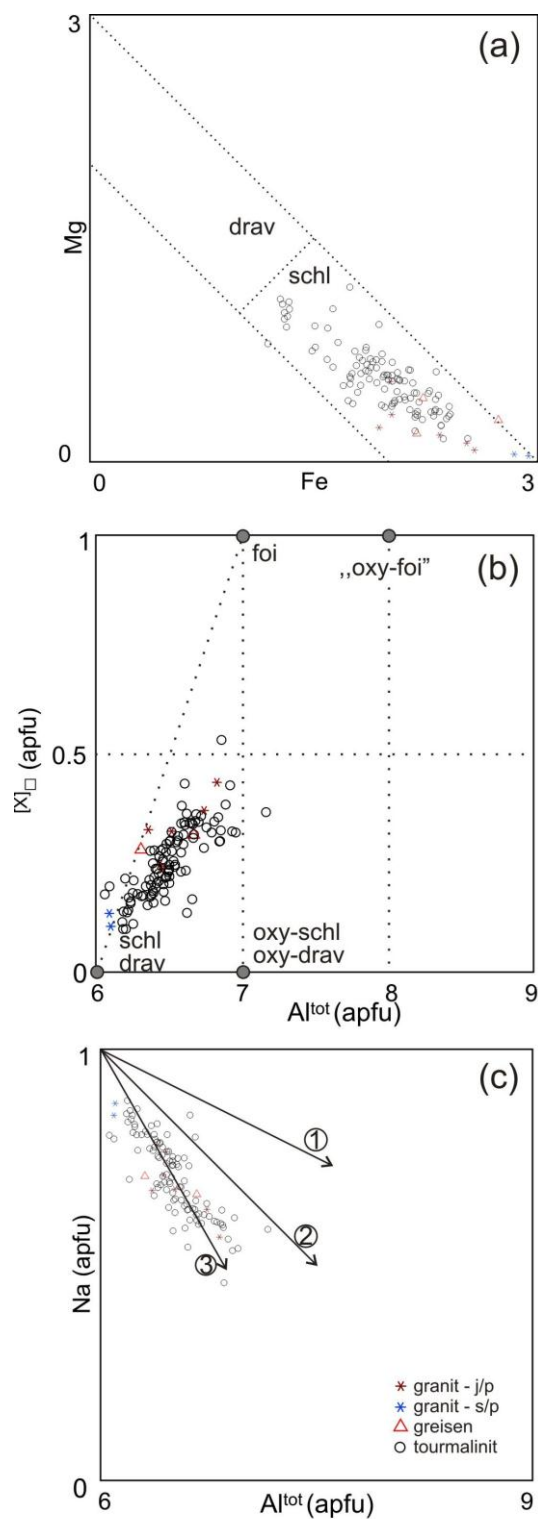


Obr. 4.8: Mikrofotografie turmalínů z turmalinitů ve zpět odražených elektronech: (a) turmalinizovaná slída (MH 2), (b) a (d) subhedralní až euhedralní zrna s oscilační zonálností (MH 2), (c) euhedralní zrno turmalínu v turmalinitu (MH 147).



Obr. 4.9: a) Diagram znázorňující chemické složení turmalinů granitů, greisenů, turmalinických fylitů na základě Na vs. Al apfu s naznačenými substitučními reakcemi ($R^{2+} = \text{Mg a Fe}$); b) diagram Fe vs. F apfu s naznačenými substitučními reakcemi (upraveno dle Buriánka a Nováka, 2007); c) diagram Fe vs. Mg apfu s naznačenými substitučními reakcemi s naznačenými koncovými členy. a) diagram Mg-Fe-Al a b) diagram Al^{tot} vs. $[\text{X}]_{\square}$ v pfu s vyznačenými koncovými členy (foi = foitit, schl = skoryl, drav = dravit, oxy-foi = oxy-foitit, oxy-schl = oxy-skoryl, oxy-drav = oxy-dravit)

Následně byla potvrzena pozitivní korelace mezi Na a F, která byla ve vápníkem chudých turmalínech popsána již mnohými autory z různých lokalit (např. Henry a Dutrow, 2003; Henry 2005). Positivní trend lze rovněž pozorovat v případě prvků Fe a F, kdy dochází ve struktuře turmalínu dochází k substituci $[\text{w}]\text{F}^{[\text{w}]}$ $(\text{OH})_1$. (fluor-skorylový typ) dobře kopírující trend obzvláště při nižších hodnotách Fe, popřípadě Fe vs. Mg (obr. 4.9 a obr. 4.10).



Obr. 4.10: Chemické složení turmalinů: (a) diagram $Fe(apfu)$ vs $Mg(apfu)$; (b) diagram $[X]_{\square}$ vs Al^{tot} ; (c) diagram Na vs. $Al^{tot}(apfu)$. Substiční vektory odpovídají následujícím výměnám: 1 - $\square Al_3O_2Na_{-1}R^{2+}_{-3}(OH)_{-2}$, 2 - $\square Al_2ONa_{-1}R^{2+}_{-2}(OH)_{-1}$, 3 - $\square AlNa_{-1}R^{2+}_{-1}$.

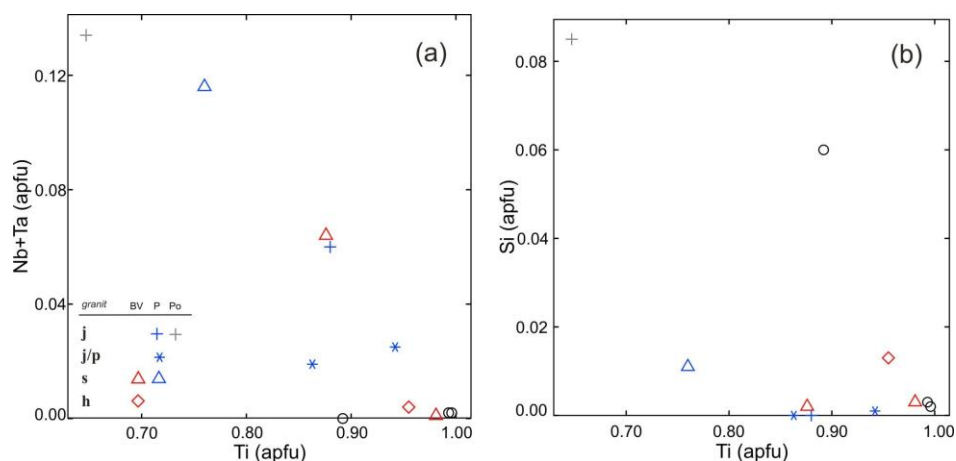
4.6 Akcesorické minerály

4.6.1 Apatit

Apatit granitů představuje fluorapatit se substitucí Sr (0.80-1.10 hm. % SrO), popř. Na (až 0.36 hm. %), zatímco v tetraedrické pozici je P nahrazován Si (0.38 až 0.49 hm. % SiO₂).

4.6.2 Rutil

Rutil se často vyskytuje v biotitových granitech, greisenech i turmalinitech, ve formě drobných anhedrálních zrn bez patrné zonality, která jsou uzavřena ve slídech, na kontaktech slíd a turmalínu, příp. vznikají během turmalinizace (tab. 4.11). Jedná se o rutil hydrotermálního původu (klasifikace dle Breitera et al. 2007). Množství titanu v rutilu se pohybuje od 72.1 hm. % TiO₂; se stupněm diferenciacce roste zastoupení Fe (0.30-8.20 hm. % FeO), Sn (až 3.36 hm. % SnO₂), Ta (do 7.80 hm. % Ta₂O₅), popř. Nb (15.80 hm. % Nb₂O₅). V rutilu greisenů cín schází, naopak jsou zde nejvyšší koncentrace wolframu (0.78-10.00 hm. % WoO₃), ve srovnání s granity nebo turmalinity (do 1.17 hm. % WoO₃).



Obr. 4.11: Chemického složení rutilu (Texturní typy: j=jemnozrnný granit, j/p = jemnozrnný granit porfyrický, s=středně zrnitý, h= hrubozrnný; BV = granit typu Blatenský vrch, P = granit typu Pila, Po = granit typu Podlesí).

Zvýšené hodnoty Al jsou pravděpodobně způsobeny substitucí $\text{Al}_2\text{Ti}_2\text{O}_{-1}$. Nb, Ta a Fe^{2+} vstupuje do krystalové mřížky dle kolumbitové substituce $(\text{Fe}, \text{Mn}) (\text{Nb}, \text{Ta})_2 \text{Ta}_3$. A to především s postupnou diferenciací magmatu (obr. 4.11).

Tab. 4.11: Chemické složení oxidů

Typ horniny	granit	greisen	turmalinit	greisen	greisen
Minerál	rutil	rutil	rutil	kasiterit	kasiterit
Vzorek	MH 143	MH 59A	MH 2	MH 59A	MH 59A
Analýza	143-2-8	59A-3-6	2-1-5	59A-8-1	59-8-2
SiO ₂ (hm. %)	0.93	0.18	0.25	0.00	0.00
TiO ₂	92.31	82.00	99.15	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.79	4.76	0.34	0.50	0.82
K ₂ O	0.33	0.22	0.00	0.00	0.00
SnO ₂	0.00	1.05	0.00	97.28	98.13
Ta ₂ O ₅	0.00	1.25	0.00	0.46	0.76

WO ₃	0.00	1.25	0.00	1.89	0.31
Nb ₂ O ₅	0.58	9.18	0.29	0.07	0.05
Součet	98.32	99.89	100.02	100.20	100.06
Si (per 2O)	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.95	0.88	0.99	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.04	0.06	0.00	0.01	0.00
Sn	0.00	0.00	0.00	0.97	0.98
Ta	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
W	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Nb	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00

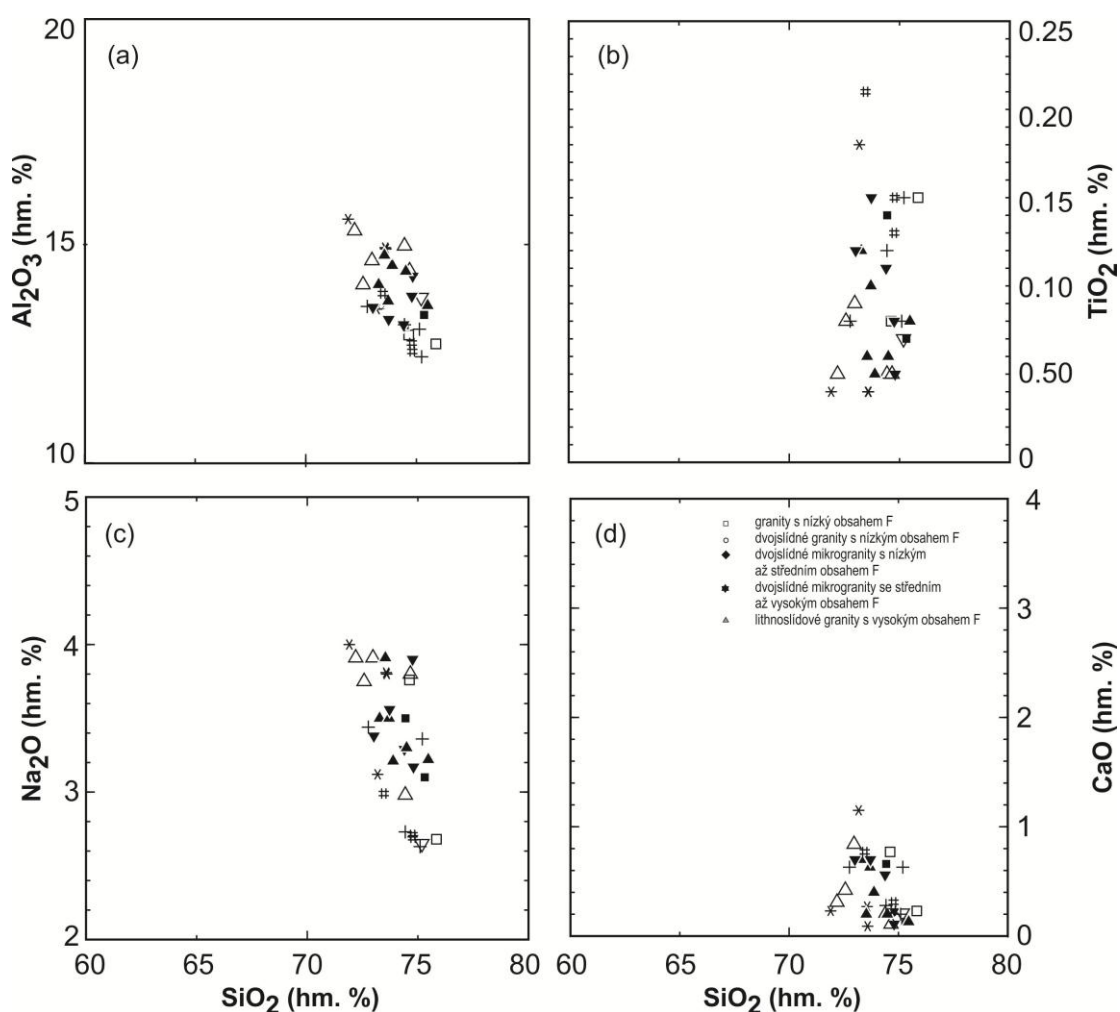
4.6.3 Kasiterit

Kasiterit byl sporadicky pozorován ve vzorcích greisenů, kde tvoří subhedrální, zřídka euhedrální zrna kasiteritu s dobře patrnou nepravidelnou růstovou zonalitou. Chemické složení se vyznačuje mírně sníženými obsahy cínu (od 96.02 hm. % SnO₂), který zastupuje Ti (až 1.15 hm. % TiO₂), příp. W, Nb, Ta a Fe (až 1.89 hm. % WO₃, 1.24 hm. % Ta₂O₅, 1.42 hm. % Nb₂O₅ a 0.82 hm. % FeO; tab. 4.12) dle substitučních vektorů Fe²⁺WSn₂, resp. Fe²⁺(Nb,Ta)₂Sn₃. Reprezentativní složení kasiteritu uvedeno v tab. 4.11.

5 Diskuze

5.1 Chemické složení a stupeň vývoje granitů

Granity blatenského masivu byly dosud řazeny k mladšímu intruzivnímu komplexu, a jedná se o vyvinuté Li, F-bohaté granity s vysokými koncentracemi Rb, Cs, P a Sn (Breiter et al. 1999, Leonhardt 2004). Granity typu YIC jsou charakteristické rostoucími hodnotami P_2O_5 (více než 0.2 hm. %), 0.05-0.11 hm. % Li_2O (v lithných granitech až 0.28 hm. %). Chemické složení geografických typů v rámci blatenského masivu (Jelení vrch, Blatenský vrch, Hřebečná, Sněžná hůrka, Luhy, Pila, Pískovec a Podlesí) je značně variabilní (Strnad et al. 1970, Breiter et al. 1985, Breiter 2002, Breiter et al. 2005) (obr. 5.1).



Obr. 5.1: Geochemické složení granitů blatenského masívu (silikátové analýzy použity z Breitera et al., 1985 a ze závěrečné zprávy Drbohlavové 1970).

Vysoce diferenciované granity typu Podlesí jsou silně peraluminické (*alumina saturation index*, $ASI = 1.15\text{--}1.25$), jsou obohaceny litofilními prvky (Li, Rb, Cs) a kovy (Sn, Nb, W), a ochuzeny o mafické a kompatibilní složky (Mg, Fe, Ca, Sr, Ba). Zinnwalditový granit obsahuje vysoké koncentrace Li (0.24-0.28 hm. % Li_2O), P (0.4-0.8 hm. % P_2O_5) a F (0.6-1.8 hm. %). Vysoký stupeň frakcionace dokazují i nízké poměry K/Rb (22-35) a Zr/Hf (12-20) a vysoký poměr U/Th (4-7). Žilný granit z tělesa v Podlesí má rovněž silně peraluminický charakter ($ASI = 1.2\text{--}1.4$), vysoké obsahy P (0.6-1.5 hm. % P_2O_5) a F (1.4-2.4 hm. %) (Breiter 2002; Breiter et al. 2007).

Dle modelu Webstera et al. (2004) je magmatická diferenciace granitů Krušných hor způsobena především frakcionovanou krystalizací především křemene a živců. V závislosti na poměru F a Li v tavenině dochází ke krystalizaci topazu nebo zinnwalditu. Protože podle uvedené studie množství topazu a zinnwalditu, které by vykryštalizovalo z magmatu výsoce převyšuje pozorované množství, je pravděpodobné, že část krystalové frakce byla z taveniny oddělena během toku před závěrečným vmístěním taveniny.

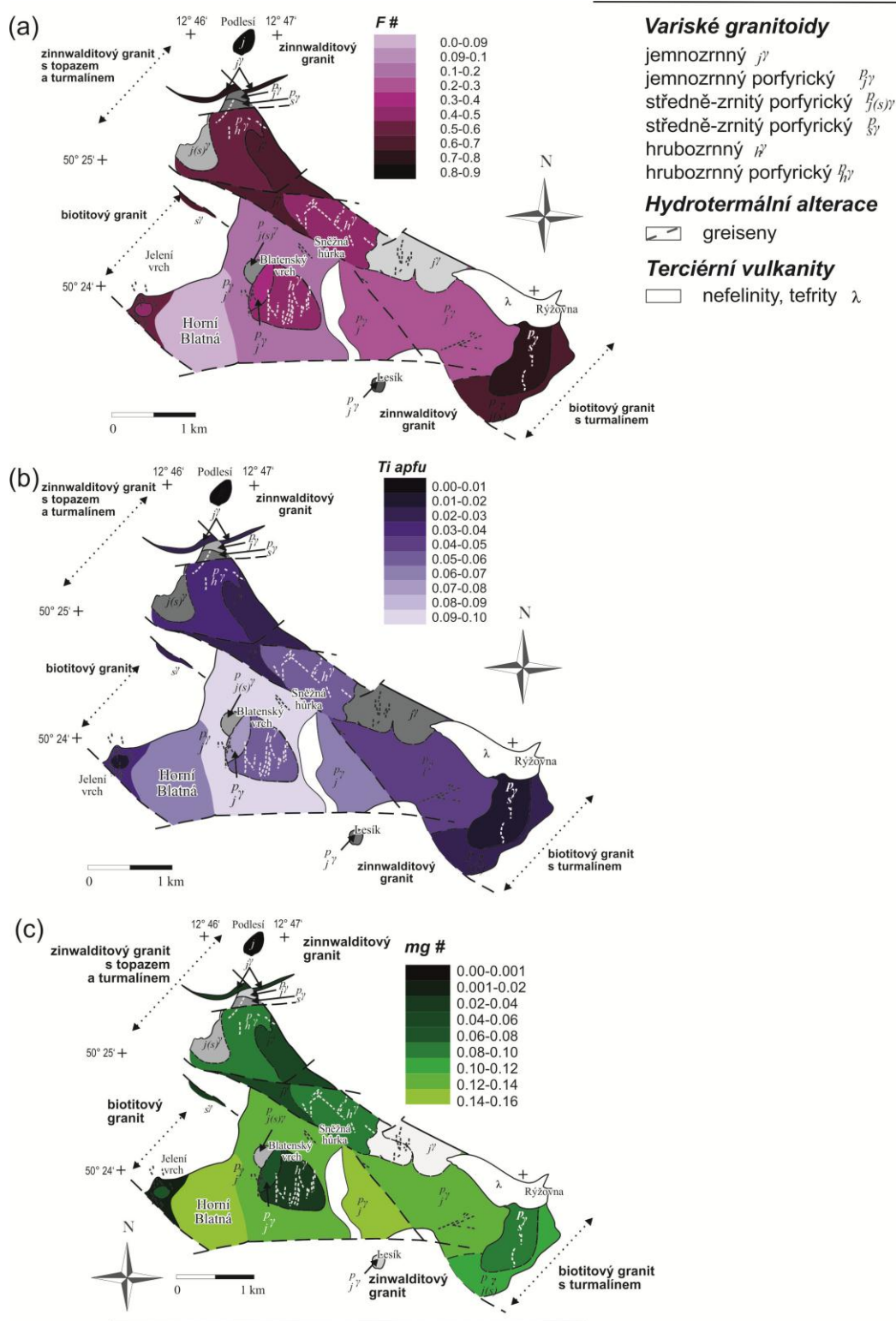
5.2 Diferenciace, vmístění a krystalizace blatenského masivu

5.2.1 Diferenciace magmatu

Vývoj složení granitů je možné sledovat na základě celkového chemického složení hornin nebo pomocí složení vhodných horninotvorných minerálů. Pro tento účel byla zvoleno systematické studium složení tmavých slíd, především mg#, tj. mol. $Mg/(Mg+Fe)$ a koncentrací Ti a F (obr. 5.2). Koncentrace těchto prvků jsou ovlivněny mírou magmatické diferenciace, příp. působením hydrotermální fluidní fáze. Tyto tři chemické indikátory poskytují konzistentní, ale v detailech do určité míry odlišný pohled na chemickou diferenciaci jednotlivých modálních a texturních typů v rámci masivu. Obsahy TiO_2 v trioktaedrických slídách systematicky klesají od 0.1 Ti pfu až k nulovým hodnotám. Nejvyšší koncentrace jsou v porfyrických jemnozrnných granitech, které obklopují Blatenský vrch a jsou texturně shodné s okrajovými granity smrčinského batolitu (G2), příp. připomínají přechodné granity typu Walfischkopf. Přítomnost přechodných granitů v rámci blatenského masivu dosud nebyla uvažována. Střední koncentrace TiO_2 (0.05-0.08 Ti pfu) byly zjištěny v jemnozrnných porfyrických a hrubozrnných varietách v širším okolí Blatenského vrchu (Horní Blatná, Sněžná hůrka). Výrazně vyvinuté jsou středně zrnité biotitové (zinnwalditové) typy Hřebečné a Luhů, které jsou obklopeny méně vyvinutými, hrubozrnnými nebo jemnozrnnými typy. Podobný stupeň diferenciace má těleso Jeleního vrchu, kde hrubozrnné granity s vysokým stupněm vývoje jsou obklopeny jemnozrnnými, středně vyvinutými typy. Nejvyšší stupeň diferenciace zaznamenávají jemnozrnné granity Pískovce a Podlesí.

Variace v mg# hodnotách poskytují obraz podobný Ti (s méně mobilním chováním), ale naznačují, že u primitivnějších typů Blatenského vrchu se tyto dva indikátory chovají odlišně. Nejvyšší mg# hodnoty mají porfyrické jemnozrnné granity v širším západním i východním okolí Blatenského vrchu. Tyto horniny mají na vrcholu a v úbočí Jeleního vrchu xenolity a xenokrysty kontaktních rohovců a je možné, že zvýšení mg# je projevem jejich asimilace. Granity úbočí Blatenského vrchu, texturně podobné okrajovým granitům smrčinského batolitu (G2), jsou ve světle mg# hodnot spíše primitivní, ale porovnatelné s jemnozrnnými, drobně porfyrickými varietami mezi Bludnou a Hřebečnou. V hlavních typech oblastí Hřebečná, Luhy, Pískovec a Podlesí dobře koreluje pokles hodnot mg# s poklesem koncentrací Ti.

Obsahy F v trioktaedrických slídách, který je těkavý a také může být ovlivněn během greisenizace, poskytují obraz, který je velmi podobný chování mg# hodnot. Nejnižší obsahy F patří tzv. stropní facii granitů s xenolity a xenokrysty na Jelením vrchu, zatímco výrazně nejvyšší koncentrace (> 70 mol. % fluorokomponenty ve slídách) jsou zaznamenány ve středně zrnitých typech Hřebečné, Luhů a jemnozrnných granitech Pískovce a Podlesí. Dobrá korelace všech tří geochemických ukazatelů naznačuje, že se chovají během vývoje granitů podobně a podporuje původ magmatickou diferenciací. S ohledem na pozorované variace můžeme konstatovat, že žíly a tahy greisenů se přednostně vyskytují ve středně a více vyvinutých typech, zatímco scházejí v primitivních varietách, příp. jemnozrnných nejvíce vyvinutých typech. Distribuce greisenů ukazuje na velmi blízké prostorové sepětí granitů určitého stupně diferenciace a působení hydrotermálních roztoků.



Obr. 5.2: Schematická geologická mapa blatenského masívu s naznačeným rozdělením texturních typů a koncentrací (a) F#, (b) Ti (apfu), (c) mg# v trioktaedrických slídách. V šedě označených polích vzorky granitu nebyly analyzovány.

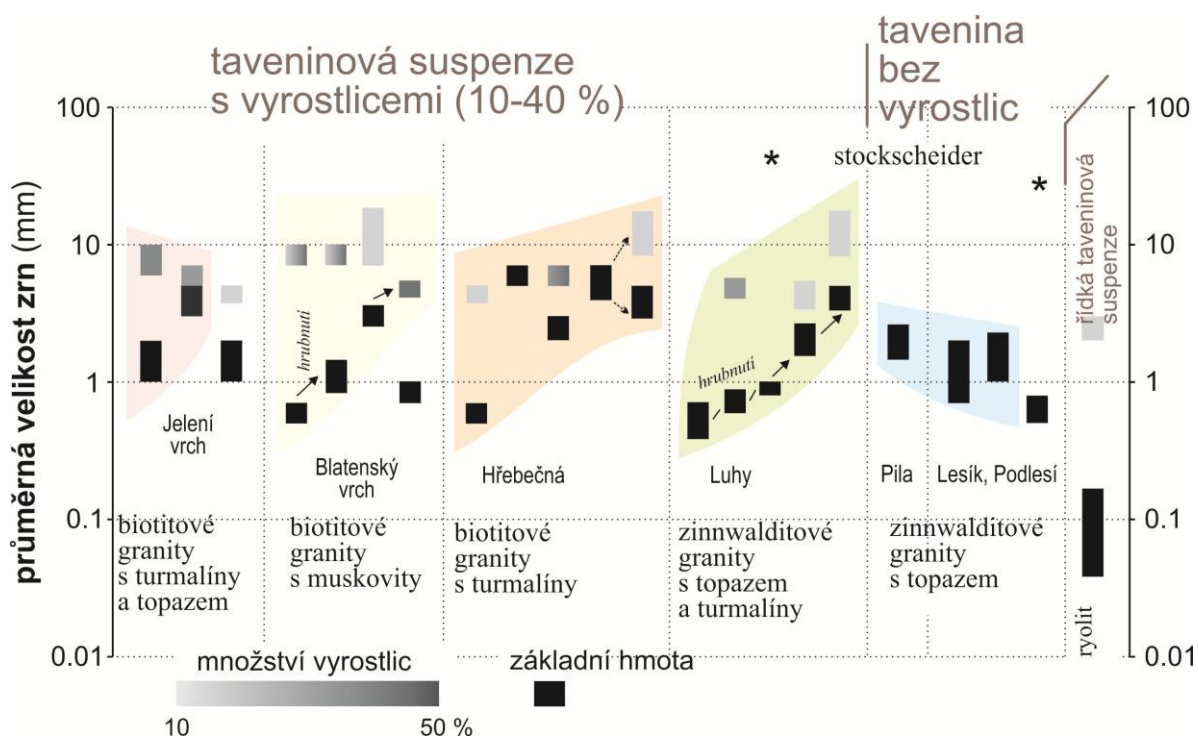
5.2.2 Interpretace texturních typů

Blatenský masív vykazuje značnou texturní rozmanitost, která je podle dosavadních výzkumů interpretována jako posloupnost několika intruzivních fází (Breiter et al. 1987). Naopak podle experimentálních a teoretických studií jednotlivé texturní typy granitů vznikají jako důsledek chladnutí nebo

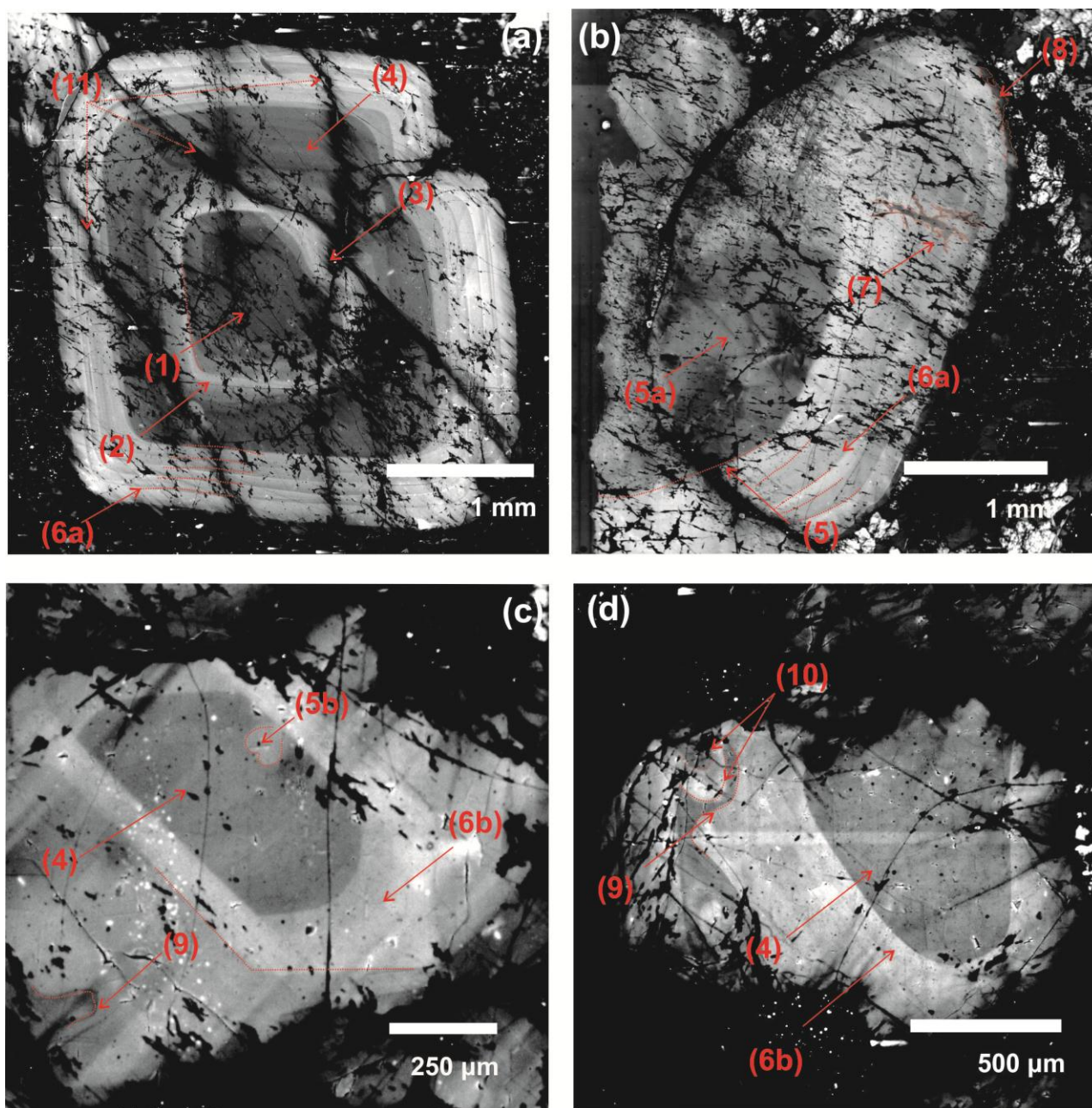
při změnách (fluktuacích) tlaku, kdy systém přechází z H_2O -nenasyceného do přesyceného stavu. Tím se mění pole stability jednotlivých fází, resp. jejich teploty likvidu, příp. efektivní míra podchlazení (Štemprok et al. 2008).

Granity blatenského masivu zahrnují porfyrické hiatální, seriální i afyrické texturní typy (obr. 5.3). V každé regionální suitě je možné vyčlenit sekvenci, která se vyznačuje hustě až středně porfyrickými jednodrnými typy s 15-40 obj. % vyrostlic, která hrubnutím základní hmoty přechází do méně výrazně hiatálních až seriálních typů a následně do řídce porfyrických až afyrických variet se základní hmotou, která již odpovídá přechodu středně a hrubě zrnitých granitů. Otázku, jaký je vztah jemnozrných a hrubozrných variet, tj. který typ je méně a více vyvinutý, resp. zda-li vznikají hrubozrné typy hrubnutím (*coarsening*) nebo naopak mechanickou akumulací, je možné řešit ve spojení s chemickým složením trioktaedrických slíd.

Nejprimitivnější granity blatenského masivu představují proměnlivě drobně až hrubě řídce porfyrické typy s jemnozrnou základní hmotou, které lze především na j. úbočí Blatenského vrchu, srovnávat s přechodnými granity západokrušnohorského plutonu nebo okrajovými granity smrčinského batolitu. Do této skupiny volně patří i tzv. stropní, částečně kontaminovaná facie na vrcholu a jv. úbočí Jeleního vrchu. Až na některé výjimky není v těchto granitech vyvinuto greisenové zrudnění. Chemicky vývoj pokračuje středně až hrubě zrnitými granity, které jsou vysokolithnoannitové a zinnwalditové, a tvoří tělesa na Hřebečné, Sněžné hůrce a Luhách. Ačkoliv chemismus tmavých slíd naznačuje této posloupnosti, stupeň vývoje hrubozrných typů může být nižší než u středně zrnitých variet. Tyto granitové typy velmi často obsahují greisenové tahy s kasiteritovým zrudněním. Následuje vmístěním vysoce diferencovaných jemnozrných zinnwalditových granitů s topazem, často s turmalínem, které jsou téměř bez greisenů, pouze v blízkosti středně až hrubě zrnitých těles. Typickými výskyty jsou sz. a z. úbočí Jeleního vrchu, Luhy, Pískovec a Podlesí. V tomto pojetí je intruze blatenského masivu dvojfázová, s přechodnými granity v centrální části, následným vmístěním středně až hrubozrných typů, které odpovídají facii YIC-EIB 2 ve smyslu Förstera et al. (1999), příp. G3 Waldstein ve smrčinském batolitu, s greisenovou mineralizací, které hiátem přecházejí do vmístění jemnozrných vysoce vyvinutých granitových těles již menších rozměrů.



Obr. 5.3: Zrnitost a frakce vyrostlice v jednotlivých intruzivních jednotkách blatenského masivu.



Obr. 5.4: Mikrofotografie křemene pomocí katodové luminiscence: (a) megakryst křemene v jemnozrnném porfyrickém granitu (MH 136B); (b-c) zrna křemene v základní hmotě jemně až středně zrnitého granitu (MH 64); (d) zrno vyrostlice v řídce porfyrickém jemnozrnném granitu (MH 76A). Vysvětlivky jednotlivých jevů: (1) - tmavé homogenní jádro, (2) - resorpce, (3) - přerůstání po lokálním resorpčním zálivu, (4) - stádium euhedráního růstu z taveniny, (5) - heterogenity ovlivňující růst zrna: (5a) alterace fluidní fázi, (5b) fluidní inkluze, (6) - resorpce indikující transport v magmatu a (6a) následný vznik oscilační zonálnosti, popř. (6b) téměř homogenní krystalizace, (7) - porušení zrna a následné hojení fraktur, (8) - laločnaté dorůstání zrna v závěrečné fázi krystalizace, (9) a (10) obnovená krystalizace další generace křemene, (11) deformace horniny a vznik nevyhojených fraktur.

V typech Jelení vrch, Blatenský vrch a Hřebečná byly analyzovány pomocí katodové luminiscence jemnozrnné typy s křemennými vyrostlicemi, které jsou oscilačně zonální, původně euhedrání (místo je možné pozorovat euhedrání tvary rhomboedráního α -křemene) s častým tmavějším homogenním jádrem (obr. 5.4). Homogenní euhedrání jádra krystalizovala za nízkého podchlazení (Kirkpatrick, 1975; Allègre et al, 1981; Swanson a Fenn, 1986), kdy vzniká pouze malé množství nukleí. Euhedrání habitus křemene indikuje homogenní krystalizaci a současné zotavení při setrvání v tavenině. Resorpce ohraničující jádro je způsobena rychlým izotermálním výstupem magmatu do mělkých korových hloubek (Holtz a Johannes,

1994). Následný euhedrání růst krystalu probíhá opět za nízkého podchlazení. Finální krystalizace v úrovni intruze je charakteristická vznikem granofyrické a aplitické matrix a je doprovázena výskytem drobných heterogenit, které lze vysvětlit jako bubliny vzniklé při poklesu tlaku a odmísení páry (Müller et al. 2000). Za těchto podmínek se rovněž zvyšuje nukleační schopnost magmatu způsobující krystalizaci další generace křemenných zrn (Swanson a Fenn, 1986; Kirkham a Sinclair, 1988). Křemenná zrna pocházející ze středně až hrubozrnných facií blatenského masívu výraznější zonalitu nevykazují a je pravděpodobné, že tato zrna krystalizovala až po vmístění taveniny. Poikilitická textura vysoce diferenciovaného typu Podlesí (drobný křemen zachycený na růstové zóně topazu) odpovídá dle modelu Müllera et al. (2000) rychlému výstupu ve finální fázi krystalizace a diferenciaci.

5.2.3 Teplotně tlakové podmínky krystalizace granitů

Teplotně tlakové podmínky krystalizace lze odvodit z chemismu jednotlivých minerálních fází granitů, greisenů, resp. turmalinitů, pokud je možné mezi koncovými členy jejich pevných roztoků najít vhodné chemické rovnováhy. Složení minerálních fází vstupuje prostřednictvím aktivit do rovnovážné konstanty v podmínce pro rovnováhu:

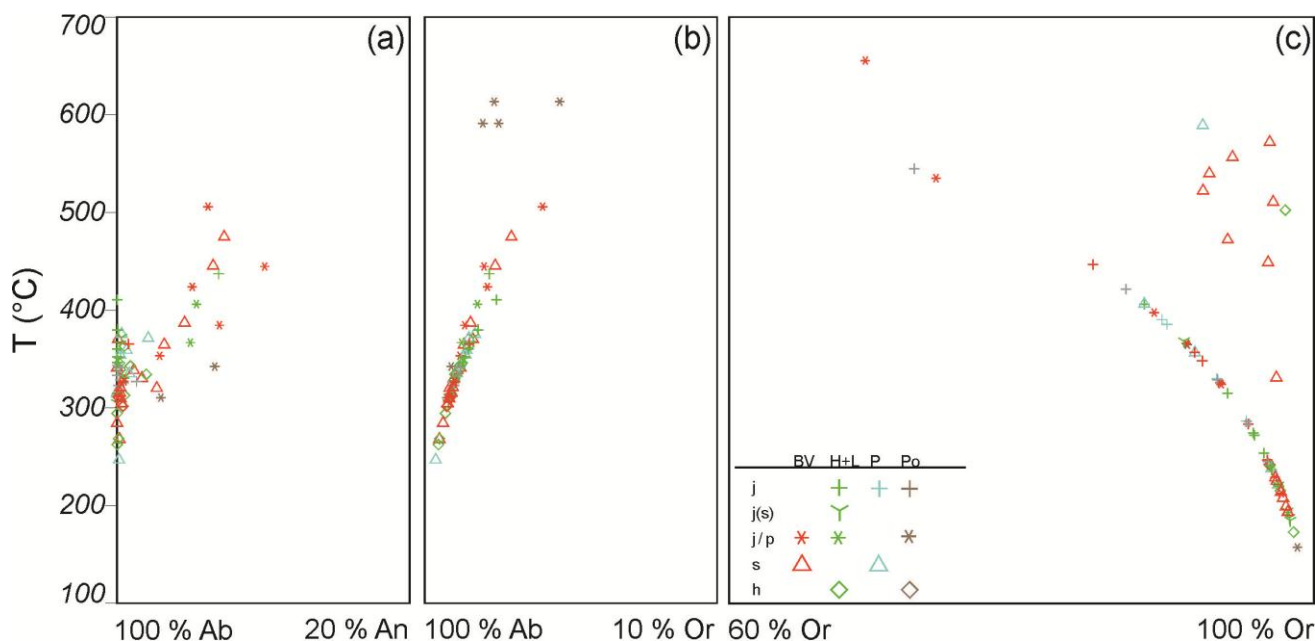
$$\Delta_r G = 0 = \Delta_r G^\circ + RT \ln K, \quad (5.1)$$

jehož expanzí a linearizací vznikne

$$0 = \Delta_r H^\circ - T \Delta_r S^\circ + (P - 1) \Delta_r V^\circ + RT \ln K, \quad (5.2)$$

kde G je Gibbsova energie, H je entalpie, S entropie a K rovnovážná konstanta, a rovnice indikují jejich změny ve standardním stavu.

Minimální teploty krystalizace granitů byly určeny pomocí živcového solvu za tlaku 1 kbar s použitím neideálního modelu míšení pro živce (Holland a Powell 2003). Obr. 5.5 ukazuje teploty získané projekcí každého analyzovaného živce na dvojživcový solvus v soustavě ortoklas-albit-anortit. Koncentrace anortitové složky v plagioklasu jsou nízké (méně než 10 mol. %) a většina živců efektivně patří do binární soustavy ortoklas-albit. Albity jemnozrnných granitů z Podlesí udávají teplotu solvu 590-610 °C, zatímco jemnozrnné granity, zatímco K-živce jemnozrnného granitu z Blatenského vrchu 660 °C. Albitová a anortitová složka v K-živci více vyvinutých středozrnných variet z Blatenského vrchu, které obsahují greisenové zrudnění, udává rozptyl 470-580 °C, který nejspíše představuje počínající výměnu alkálií při greisenizaci. Všechna ostatní složení živců, albitu i K-živců, dávají široké rozpětí teplot, které se pro oba páry liší a nejsou v rovnováze. Pro albity vychází 500-250 °C, zatímco pro K-živce 450-160 °C. Výměna alkálií pravděpodobně nejprve probíhá v lokálně uzavřené soustavě, takže ekvimolární přenos způsobuje, díky odlišnému sklonu solvu na obou stranách, vznik jiné zdánlivé teploty. Tento difúzní proces je patrně iniciován během greisenizace, jak dokazují reliktové živce v greisenech, které mají složení blízké koncovým členům, ve srovnání s albity a K-živci granitů (obr. 4.1).



Obr. 5.5: Živcová termometrie granitů a greisenizovaných granitů pomocí solvu za tlaku 1 kbar (Holland a Powell 2003).

5.2.4 Původ muskovitu

Hodnota $mg\#$ ve slídách je důležitým indikátorem stupně diferenciace a s mírou vývoje postupně klesá. Původ muskovitu je možné řešit porovnáním distribuce Mg a Fe mezi tmavou a světlou slídou. Pro libovolnou reakční Gibbsovu energii mezi flogopitem, annitem, aluminoceladonitem a ferroaluminoceladonitem se s rostoucí teplotou bude distribuční koeficient Mg/Fe mezi trioktaedrickou a dioktaedrickou slídou blížit jedné, zatímco s klesající teplotou bude frakcionace obou prvků mezi oběma fázemi výraznější.

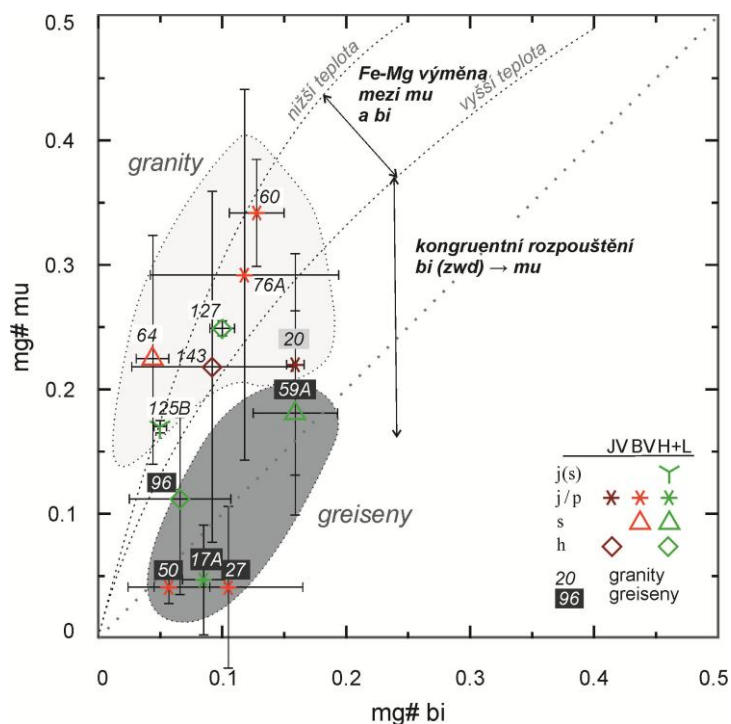
Obr. 5.6 znázorňuje, že distribuční koeficient Mg/Fe, vyjádřený hodnotou $mg\#$, se systematicky mění u různých typů granitů i greisenů. U granitů má nejnížší hodnoty pro porfyrický jemnozrnný granit Jeleního vrchu a postupně roste k vyvinutým středně až hrubě zrnitým varietám Blatenského vrchu. Tento trend je možné interpretovat jako rovnovážnou distribuci obou prvků za postupně klesajících magmatických teplot. Naopak u greisenů jsou $mg\#$ hodnoty tmavých a světlých slíd si velmi podobné. To vysvětlujeme jako zachování původního poměru Mg/Fe při muskovitizaci biotitu, resp. zinnwalditu, během greisenizace. Znamená to, že odnos Mg a Fe při rozkladu trioktaedrické slídy je přibližně kongruentní.

5.2.5 Krystalizace turmalínu

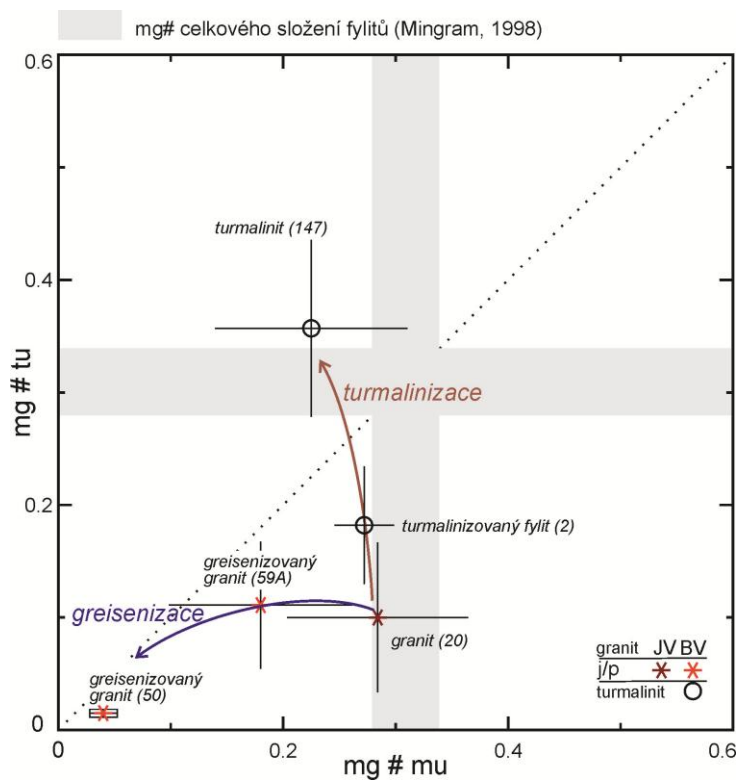
Přítomnost turmalínu je charakteristickým rysem většiny granitů i kontaktních fylitů blatenského masivu. Určení alterační reakce pro vznik turmalínu z původních horninotvorných minerálů není jednoznačné, ale původ části reaktantů je možné řešit pomocí Mg-Fe frakcionace mezi turmalínem a světlou slídou, která se vyskytuje v granitech i turmalinizovaných fylitech (obr. 5.7).

Granit blatenského vrchu (MH 20) vykazuje významnou Mg-Fe frakcionaci mezi turmalínem a muskovitem, která je však výrazně nižší a podobná vzorku 59A (Blatenský vrch) uváží-li si lithný biotit místo muskovitu. Toto chování naznačuje, že Mg-Fe poměr turmalínu je velmi blízký biotitu, a jedná se o lokální původ reaktantů (Mg, Fe) při turmalinizaci. Ve vzorcích greisenů nejsou Mg a Fe výrazně frakcionovány mezi turmalínem a muskovitem, stejně tak biotitem a muskovitem (obr. 5.6), což potvrzuje lokální a kongruentní původ Mg a Fe pro tvorbu turmalínu z tmavé slídy. Turmalíny v turmalinizovaných fylitech a turmalinitech se vyznačují zřetelně vyššími hodnotami $mg\#$ než v granitech a greisenech, a jejich složení se překrývá nejen se složením metamorfního muskovitu, ale s $mg\#$ hodnotou celkové horniny. Odlišné složení turmalínu turmalinitů je proto odrazem lokálního původu Mg a Fe z metasedimentů, a

nepřímo podporuje, že fluidní fáze v granitech i kontaktních metasedimentech obsahuje bór především ve formě H_3BO_3 .



Obr. 5.6: Distribuce Mg-Fe mezi trioktaedrickou a dioktaedrickou slídou granitů a greisenů blatenského masívu.



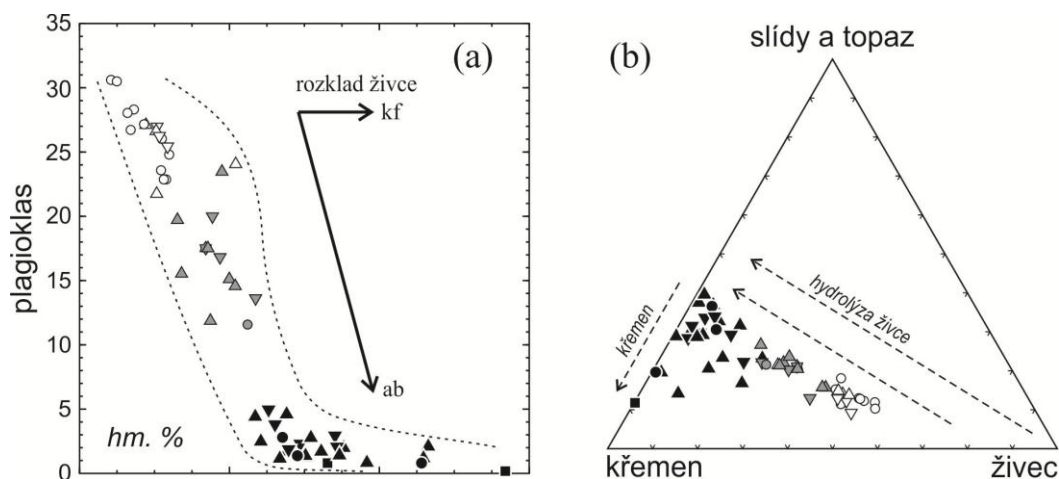
Obr. 5.7: Průběh turmalinizace ve fylitech, granitech a greisenech znázorněný pomocí mg# v turmalínu a biotitu. Šedý pás označuje mg# hodnotu celkového složení fylitu (Mingram, 1998).

5.3 Mechanismy greisenizačních reakcí

5.3.1 Látkové změny v průběhu alteračních reakcí

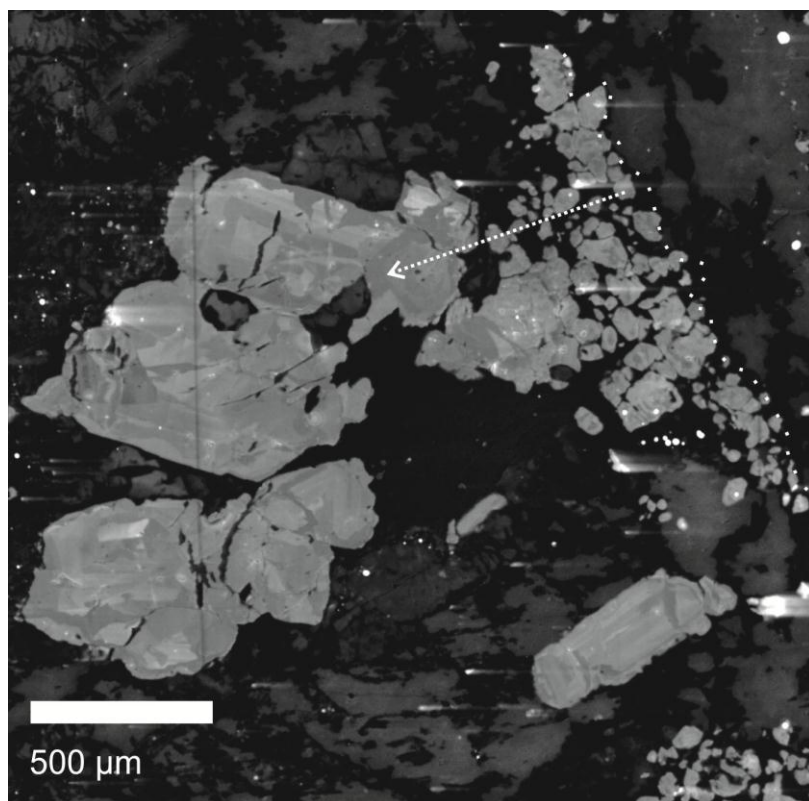
Během greisenizace dochází ke změnám koncentrací většiny horninotvorných oxidů, především Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 , K_2O a Li_2O a v menším rozsahu CaO , MgO , Al_2O_3 a TiO_2 . Zároveň dochází i k růstu obsahu As a S, jenž přímo odpovídají koncentraci loellingitu a arsenopyritu v greisenech, zatímco obsahy Cu, Pb a Zn jsou nízké. Vysoké koncentrace dalších stopových prvků, např. Zr, Hf, U, REE, As a Sn dokládá přítomnost akcesorických fází (např. apatit, monazit, xenotim, zirkon), a jejich mobilitu pak srážení loellingitu, arsenopyritu a kasiteritu. Naopak koncentrace W zůstává pod hranici detekčního limitu 5 ppm. Množství U a Th v granitech a greisenech je zřetelně větší než průměrné koncentrace v kontinentální kůře (Rudnick a Gao, 2003), a jejich poměr kolísá v rozmezí 0.3-0.7, což ukazuje na jejich rozdílnou mobilitu při greisenizaci, příp. dalších nezávislých hydrotermálních pochodech (Breiter et al., 1999).

Charakter hydrotermálních alterací je výsledkem následujících faktorů: změny (i) teploty a (ii) tlaku, které posouvají rovnováhu mezi minerály a rozpuštěnými látkami ve fluidní fázi, což má za následek vznik charakteristické alterační zonality, (iii) původního složení alterujícího hydrotermálního roztoku, a (iv) poměru mezi množstvím horniny a fluidní fází, které podléhají vzájemné interakci. Klíčovými typy alterací pro minerály blatenského masivu jsou především bělení, resp. muskovitizace biotitu a rozklad živce a muskovitu za vzniku charakteristické greisenové zonality zvyšující proporci topazu a křemene (obr.8).



Obr. 5.8: Rozklad živce a krystalizace hydrotermálního muskovitu na základě normativního složení granitů a greisenů západních Krušných hor (Štemprok a Dolejš 2010).

Hydrolytický rozklad živců je možné odvodit z variací chemického, resp. normativního složení greisenizovaných granitů a greisenů. Obr. 5.8a ukazuje, že hydrolyze podléhá nejprve plagioklas, později albit. Je to dáno teplotní nerovnováhou mezi fluidní fází a horninou, tj. chladnutím. Některé vzorky greisenů zachovávají tvary původních zrn živců, které byly nahrazeny křemenem a jemným sericitem (obr. 5.9). Jejich modální poměr může sloužit k odvození stechiometrie alterační reakce a posouzení mobility jednotlivých prvků.



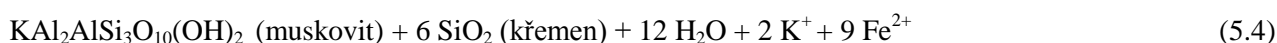
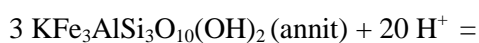
Obr. 5.9: Rekrytalizace a nárůst topazu po muskovitu (bílá šipka vyznačuje směr růstu topazu) (MH59A)(snímek CL).

Sestavení a balancování alteračních reakcí zpravidla není jednoznačné, pokud jde o charakter reaktantů a produktů (specií ve fluidní fázi) i jejich vzájemná množství. Rozklad alkalického živce (albitu nebo K-živce) na křemen a muskovit je možné ilustrovat diagramem, kde množství produktů (muskovit a křemen), které se tvoří z 1 molu živce, budou nezávislé proměnné (obr. 5.10). Rozklad alkalických živců, vyjádřený konvenční reakcí zachování Al a Si v minerálních fázích:

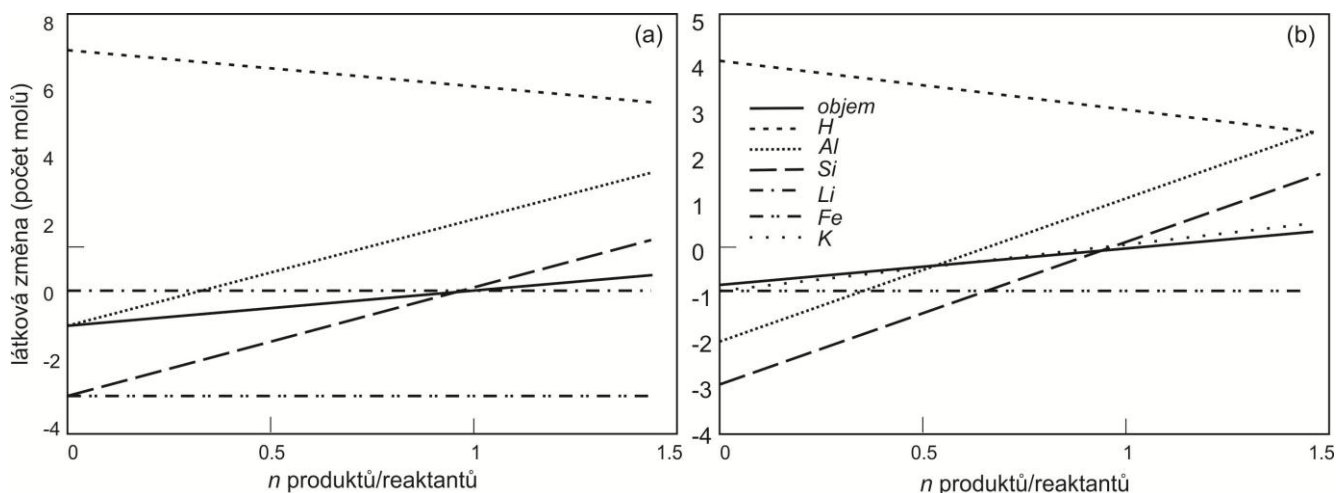


bude v obr. 11 odpovídat průsečíku zachování Al a Si, módu 50.8 obj. % muskovitu a 49.2 obj. % křemene, a reakce probíhá se ztrátou objemu pevných fází -13 %. Tento vznik porozity není pozorován a modální proporce muskovitu (sericitu) v živcových pseudomorfózách je zpravidla nižší než ~50 obj. % nebo velmi proměnlivá. Stechiometrie alterační reakce bude pravděpodobně odpovídat vyššímu látkovému množství křemene a při zachování objemu i částečné mobilitě (odnosu) Al, např. ve formě $\text{NaAl}(\text{OH})_4$ (Dolejš a Wagner 2008).

Další alterační reakcí je přeměna tmavé dioktaedrické slídy na muskovit, která probíhá často přímým zatlačováním (obr. 4.4c, 4.5a) nebo za vzniku porézního agregátu (obr. 4.5b,g,h). Možná alterační reakce při zachování Al v pevných fázích je

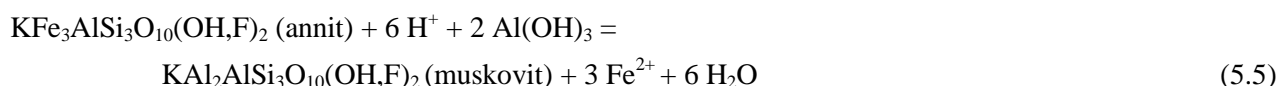


a probíhá se začnou ztrátou objemu (69.6 obj. % pro annit, 54.3 obj. % pro zinnwaldit). Přímá přeměna annitu, resp. zinnwalditu na muskovit nutně vyžaduje značné látkové změny včetně přínosu Al. Průběh přeměny tmavé slídy na muskovit je řešen v obr. 5.11, který znázorňuje množství novotvořeného muskovitu jako proměnnou od 0 mol (úplné kongruentní rozpuštění tmavé slídy) po 1.5 mol muskovitu (značný nárůst objemu).

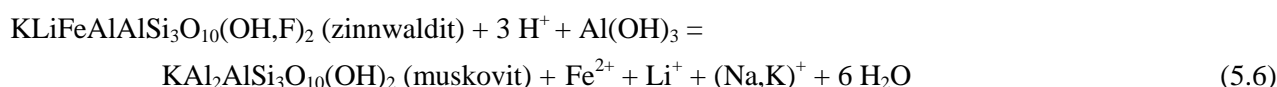


Obr. 5.10: Látkové a objemové změny při přeměně 1 mol annitu (a), příp. zinnwalditu (b) na muskovit. U objemových změn 1 jednotka odpovídá 100 %.

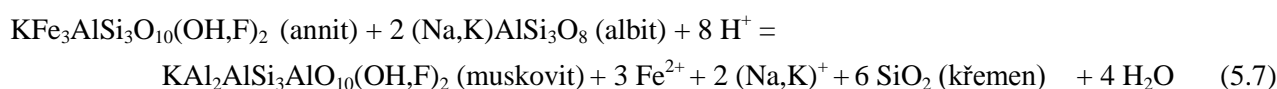
Z velké podobnosti molárních objemů tmavých a světlých slíd vyplývá, že náhrada tmavé slídy muskovitem přímým zatlačováním za konstantního objemu probíhá při rovnosti molů výchozí a konečné slídy:

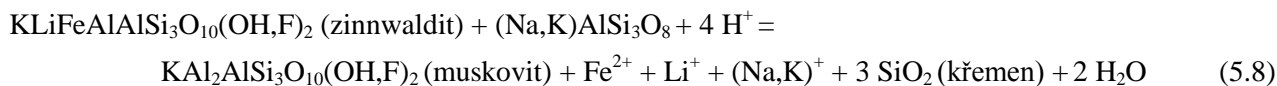


nebo



Tyto reakce je možné rovněž vyjádřit pomocí rozpuštěné specíe $\text{NaAl}(\text{OH})_4$, která podlehyne hydrolyze. Je zřejmé, že přímá tvorba světlé slídy (srv. obr. 4.4c, 4.5a) vyžaduje reakci výrazně hydrolytickou a velmi efektivně snižuje aciditu infiltrujícího hydrotermálního roztoku, ale zároveň vyžaduje přínos hlinitých specií. Zdroj hliníku je pravděpodobně lokální, s ohledem na jeho velmi nízkou rozpustnost v hydrotermálních roztocích (Dolejš a Wagner 2008), a zároveň celkový obsah Al_2O_3 v greisenech, který obecně nepřevyšuje původní koncentraci v granitech. Tento reakční mechanismus dokládá, že Al je i přes svoji nízkou mobilitu lokálně transportován a patrně pochází z přebytku uvolněného při rozkladu živců (viz výše). Za tohoto předpokladu můžeme reakce 5.5 a 5.6 sloučit s reakcí 5.3 a získat celkový reakční mechanismus, který probíhá na vzdálenost sousedních zrn:



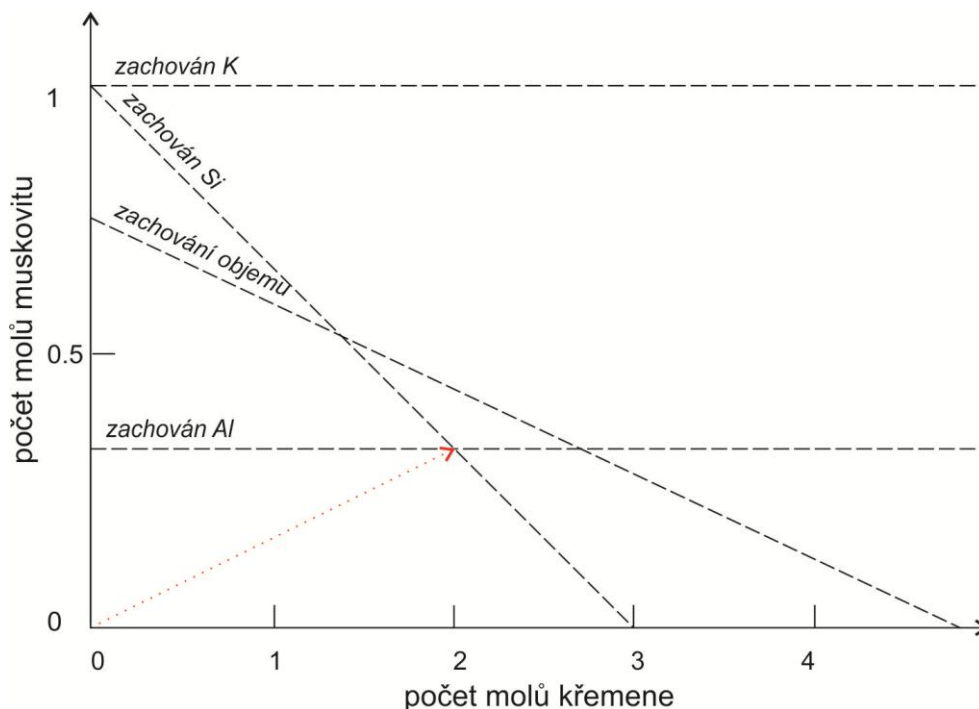


Tyto reakce stále představují výraznou redukci objemu a vznik porosity (24.0 obj. % pro rozkladu annitu a 19.3 obj. % pro zinnwaldit) a indikují, že greisenizace za konstantního objemu musí probíhat za výrazného přispění silicifikace (20-25 %) v důsledku chladnutí roztoků.

Následující reakce muskovitu na topaz a křemen je vyjádřitelná v konvenční podobě při zachování Al v pevných fázích:



a odpovídá 29.8 obj. % křemene v agregátu s křemenem a celkovému snížení objemu o 19.0 obj. %. Alternativní stechiometrie je možné odvodit pomocí projekce, kdy uvažujeme látkové množství topazu a křemene jako nezávisle proměnné veličiny (obr. 5.13). Příkladem je současné zachování hliníku i objemu, které je splněno při reakci 1 mol muskovitu na 1.5 mol topazu a 2.65 mol křemene. V tomto případě je porozita zaplněna srážením křemene z rozpuštěné kyseliny křemičité a celkový podíl křemene mezi produkty dosáhne 42.9 obj. %.



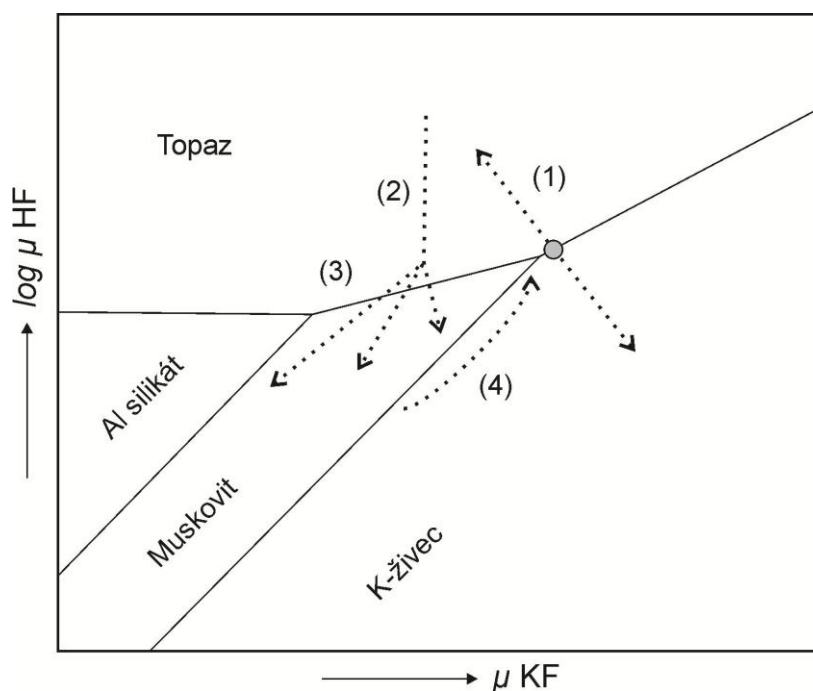
Obr. 5.11: Reakční prostor pro přeměnu 1 mol alkalického živce, $(\text{Na},\text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$, na muskovit a křemen. Molární objemy pro minerály pocházejí z databáze Holland a Powell (1998).

5.4 Složení hydrotermálních fluid

Fyzikální a chemické vlastnosti fluidní fáze je možné zjistit na základě studia fluidních inkluzí, které dávají představu o hlavních chemických složkách a jejich koncentracích. Podle měření Ďurišové (1984) docházelo ke greisenizaci při teplotách od 500-470 °C do 300 °C z roztoků, které mají nízkou salinitu i

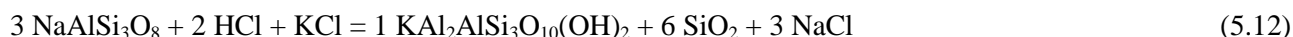
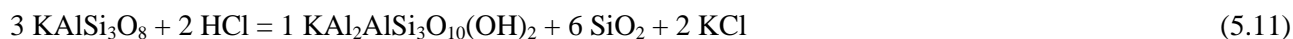
koncentraci CO_2 . Alterační reakce mohly být také umožněny přechodem z litostatického na hydrostatický režim při křehkém porušení a otevření permeabilních fraktur.

Hlavní alterační produkty (muskovit, topaz) jsou k živcům vztaženy změnami v chemických potenciálech HF a celkovou aciditou, které lze lineárně sloučit do KF (Burt 1981). Greisenizační reakce jsou hydrolytické a doprovázené spotřebováním H^+ (5.3–5.8) a v nížetepelných systémech, ve kterých k varu nedochází, je obvykle pokles pH způsoben např. (i) poklesem teploty (což vede k nárůstu μ_{HF}) a disociací vysokoteplotních komplexů, (ii) náhlým poklesem tlaku a hustoty při otevření fraktur, a (iii) během zředění fluidní fáze s meteorickou vodou (Barnes, 1976; obr. 5.12). V detailu je vliv poklesu teploty na hydrolytické reakce znázorněn na obr. 5.13.

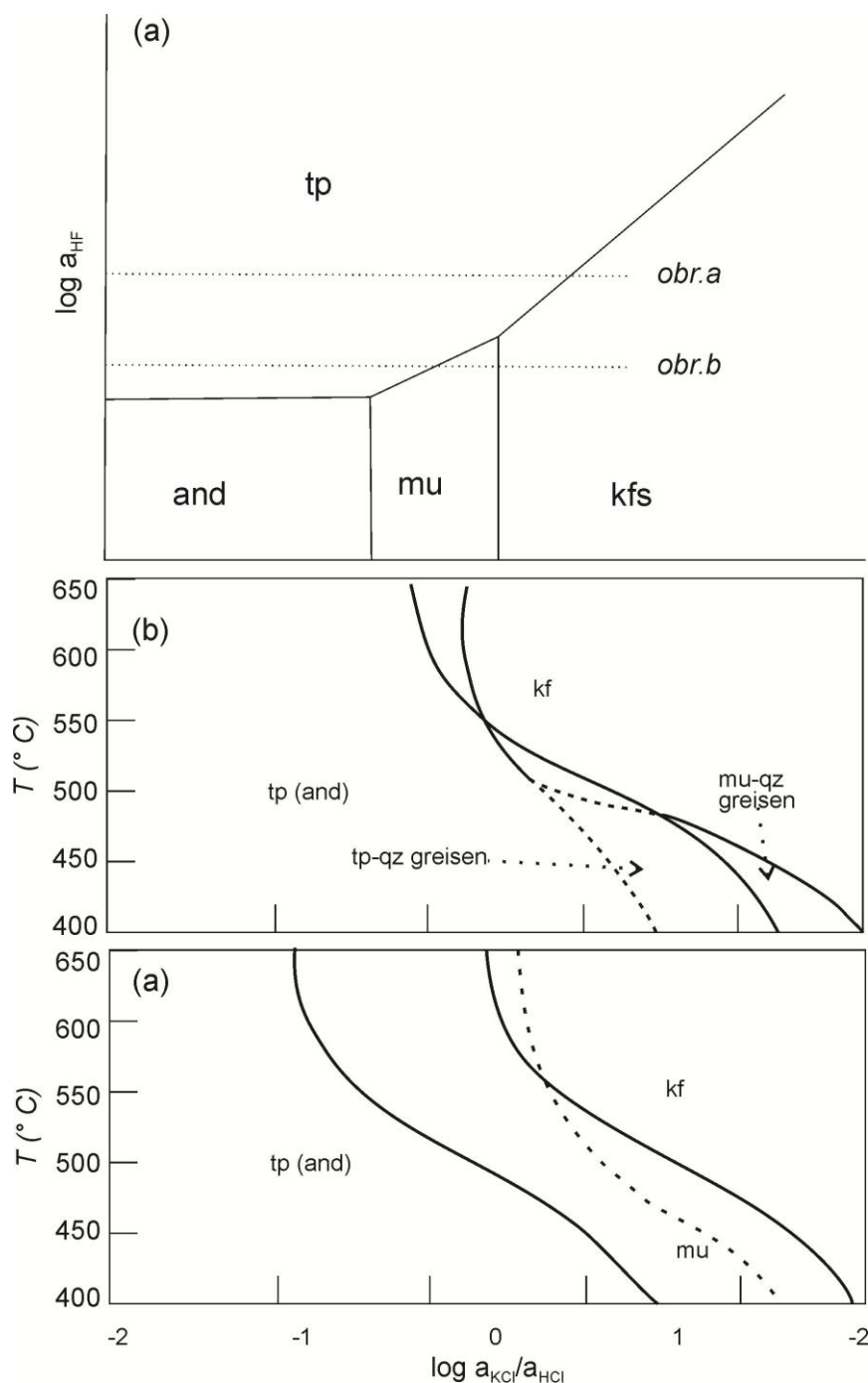


Obr. 5.12: Stabilita živce, muskovitu a aluminosilikátů v diagramu $\mu_{\text{HF}}-\mu_{\text{KF}}$. Jednotlivé procesy označují: (1) var fluidní fáze, (2) neutralizace a chladnutí, (3) ředění, (4) opakovaná infiltrace fluidní fáze (Burt, 1981).

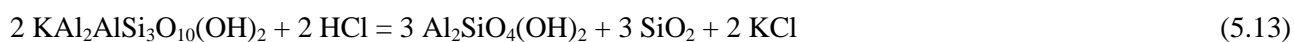
Výpočet chemického složení fluidní fáze pro modelování vzniku greisenů byl založen na předpokladu, že výchozí minerály procházejí stadii lokální rovnováhy. Předpokládáme-li, že ve fluidní fázi jsou obsaženy především HCl a HF, pak rovnováhy, které určují (pufrují) jejich koncentrace v primárních a jednotlivých alteračních asociacích můžeme zapsat následujícím způsobem – pro rozklad živců na muskovit:



a pro přeměnu muskovitu na topaz:



Obr. 5.13: Fázové diagramy pro soustavu $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-Cl_2O$ v přítomnosti HF za tlaku 1 kbar. Polytermální řezy (b) a (c) odpovídají různým relativním aktivitám HF ve fluidní fázi vyznačeným v projekci (a).



Řešením rovnovážných konstant na základě termodynamických dat Holland a Powell (1998) a Johnson et al. (1992) pro reakce 5.10-5.13 pro teplotní rozsah 650–400 °C a tlak 1.0-0.5 kbar, který odpovídá rozmezí podmínek mezi granitovým solidem a vznikem greisenizace získáme koncentrace KCl, HCl a NaCl za předpokladu celkové salinity 1 m Cl (tab. 5.1).

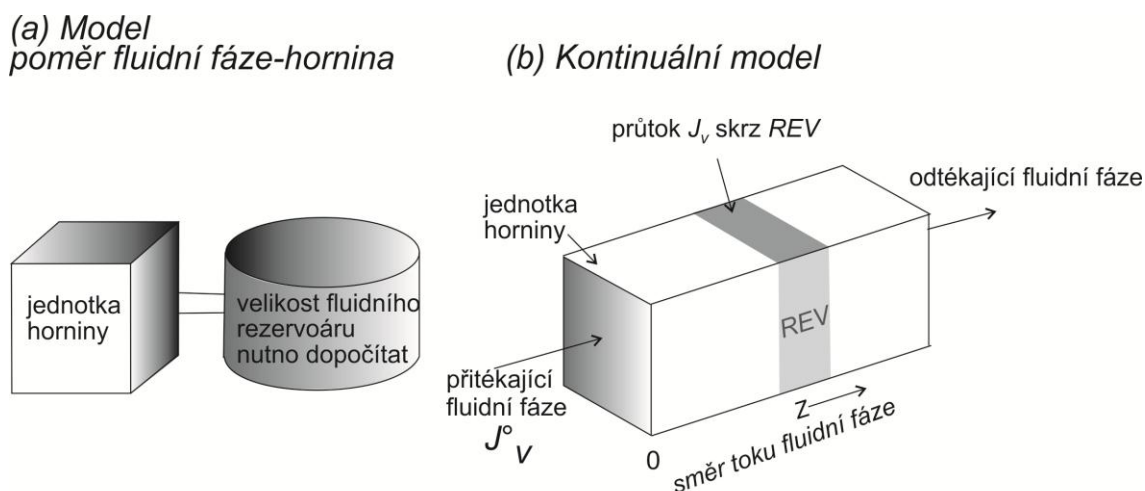
Tab. 5.1: Vypočítané složení fluidní fáze (mol kg^{-1}) za různých teplot a tlaků

T ($^{\circ}\text{C}$)	650	612	568	518	462	432	413	406	400
P (bar)	1000	900	800	700	600	550	520	510	500
NaCl	0.6712	0.7082	0.7884	0.8819	0.9312	0.9450	0.9525	0.9549	0.9572
KCl	0.0815	0.0789	0.0784	0.0750	0.0639	0.0537	0.0468	0.0446	0.0424
HCl	0.2473	0.2129	0.1332	0.0430	0.0049	0.0013	0.0006	0.0005	0.0004

5.5 Transportní teorie a model průtoku fluid

5.5.1 Model kontinua

Předchozí geochemické studie využívali poměr fluidní fáze/hornina k vyjádření míry hydrotermální alterace, které však neodpovídají dostupné porozitě. Proto byl na základě transportní teorie odvozen kontinuálního modelu reakcí mezi fluidem a horninou (Baumgartner a Ferry, 1991; Ferry a Dipple, 1991) (obr. 5.14). Tento nový model popisuje spojitou reakci fluidní fáze s okolní horninou za předpokladu okamžité lokální rovnováhy. Polyfázová heterogenní soustava je aproximována zavedením spojitých prostorových funkcí průměrných hodnot porozity, hustoty, chemického složení atd. v příslušném reprezentativním elementárním objemu (*representative elementary volume*, REV) pro pár fluidní fáze-hornina. Soustava je volena dostatečně malá vzhledem k velikosti geologického systému a gradientům, které se v něm vyskytují, a zároveň dostatečně velká, aby vystihla průměrné hodnoty veličin přesahující variace na mezoskopické úrovni.



Obr. 5.14: Dvě odlišné modelové koncepce pro interakci fluidní fáze s horninou (Ferry a Gerdes, 1998): (a) model využívající poměr fluidní fáze/hornina; (b) spojitý model pro tok fluidní fáze za průběžné reakce s okolní horninou.

Geometrie jednorozměrného kontinuálního modelu znázorňuje sloupec porézní horniny, jímž proudí fluidní fáze rovnoběžně s osou z . V rámci uvažovaného modelu protéká fluidní fáze zvolenou elementární jednotkou, přičemž: (i) vstupující fluidní fáze není v chemické a/nebo isotopové rovnováze s horninou v soustavě, nebo (ii) fluidní fáze je při vstupu v chemické rovnováze s horninou, ale dochází k reakci, protože soustava se nachází v teplotním či tlakovém gradientu (Ferry a Gerdes, 1998). Jestliže infiltrace fluidní fáze probíhá za devolatilizačních reakcí nebo významné tvorby hydratovaných silikátů nebo karbonátů, průtok fluidní fáze se bude lišit ve směru proudu, protože dochází k částečné konzumaci nebo produkci jejích

složek. Zákon zachování hmoty ve zvolené elementární soustavě vyžaduje (De Groot a Mazur, 1969; Bickle a McKenzie, 1987; Lichtner, 1996):

$$\beta \left(\frac{\partial c_i}{\partial t} \right) = -\nabla(c_i J) + \beta D \nabla^2(c_i) + R_i, \quad (5.14)$$

kde β je efektivní porozita, c_i je koncentrace dané spíce ve fluidní fázi (mol m^{-3}), t je čas, J je objemový tok (Darcyho rychlost), D je kombinovaný difúzní a disperzní koeficient a R_i je rychlost reakce, která produkuje nebo spotřebovává specie uvnitř soustavy. První výraz na pravé straně rovnice 5.14 odpovídá transportu advekci, druhý výraz odpovídá difúzi a mechanické disperzi, přičemž na delší vzdálenost je difúzní mobilita zanedbatelná (Fletcher a Hofmann, 1974; Bickle a McKenzie, 1987). Rovnici 5.15 je možné zjednodušit, uvažujeme-li setrvalý stav, při kterém se složení přitékající fluidní fáze v čase nemění,

$$\beta \left(\frac{\partial c_i}{\partial t} \right) = 0, \quad (5.15)$$

za předpokladu, že chemické změny ve fluidní fázi jsou pufrovány složením okolní horniny v podmínkách malých teplotních a tlakových změn (Ferry a Dipple, 1992) a dále omezením na jednorozměrné řešení, které dobře vystihuje transport převážně jedním směrem, např. ve směru největšího tlakového gradientu, příp. vztlačky. S těmito předpoklady má rovnice 10 jednoduchou podobu:

$$v \left(\frac{\partial X_i}{\partial z} \right) = R_i, \quad (5.16)$$

kde X_i je molární zlomek spíce i ve fluidní fázi, v je rychlost průtoku, z je vzdálenost a R_i je rychlost chemické reakce mezi fluidní fází a horninou. Přírodní vzorky zaznamenávají konečný celkový rozsah alteračních reakcí, které jsou součtem efektů v jednotlivých časových krocích. Integrací rovnice 5.16 dostaneme:

$$q_m = n_i \frac{\partial z}{\partial X_i} \quad (5.17)$$

kde q_m je molární průtok ($\text{mol fluidní fáze/m}^2$ horniny) a n_i je množství reaktantů, resp. produktů v daném objemu, např. m^3 horniny. Rovnice pro průtok ukazuje, že reakce mezi fluidní fází a horninou je řízena gradientem v chemickém složení fluidní fáze během průchodu horninou. Reakce fluid a minerálů mohou nastat i v případě rovnováhy chemického složení fluida a horniny za předpokladu, že dochází ke změně teploty či tlaku.

Rozšířením převráceného gradientu v rovnici 5.17 dostaneme změnu koncentrace v závislosti na teplotním a tlakovém gradientu:

$$q_m = n_i \frac{\partial z}{\partial X_i} = n_i / \left[\left(\frac{\partial X_i}{\partial T} \right)_P \left(\frac{dT}{dz} \right) + \left(\frac{\partial X_i}{\partial P} \right)_T \left(\frac{dP}{dz} \right) \right] \quad (5.18)$$

V rovnici 14 se vyskytují dva typy gradientů: (i) gradienty teploty a tlaku se vzdáleností (např. hloubkou), které vyplývají z geologické situace, ve které alterace probíhá a (ii) gradienty koncentrace s teplotou a tlakem, jejichž hodnoty je možné přímo odvodit ze standardních reakčních entalpií a objemů (Dolejš a Manning, 2010). Uvažujme pro názornost jednoduchý model srážení křemenné žíly v podmínkách amfibolitové facie za 600 °C a 8 kbar. Teplotní gradient získáme využitím znalosti geotermie v zemské kůře a tlakový gradient uvažujeme úměrný nárůstu litostatického tlaku. Koncentrační gradient odhadneme jako rozdíl v rozpustnostech pro velmi blízké teplotně-tlakové podmínky (např. ± 2 °C a $\pm 0,1$ kbar). Dosazením potřebných údajů do rovnice 15 vypočteme, že průtok fluid je $8 \cdot 10^5$ m³ fluidní fáze na m² horniny. Množství potřebné fluidní fáze ke srážení nebo rozpuštění křemene závisí na rozpustnosti minerálu a jeho změnách s teplotou a tlakem (Philpotts a Ague, 1990).

5.5.2 Model greisenizace v blatenském masivu

Navrhovaný model rozšiřuje vztah pro výpočet integrovaného průtoku fluid o člen, který představuje látkovou změnu v důsledku infiltrace nerovnovážné, např. výše teplotní fluidní fáze:

$$q_m = \frac{n_i}{\left(\frac{\partial X_i}{\partial T}\right)\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) + \left(\frac{\partial X_i}{\partial P}\right)\left(\frac{\partial P}{\partial z}\right) + \frac{\Delta X_i}{\Delta z}} \quad (5.19)$$

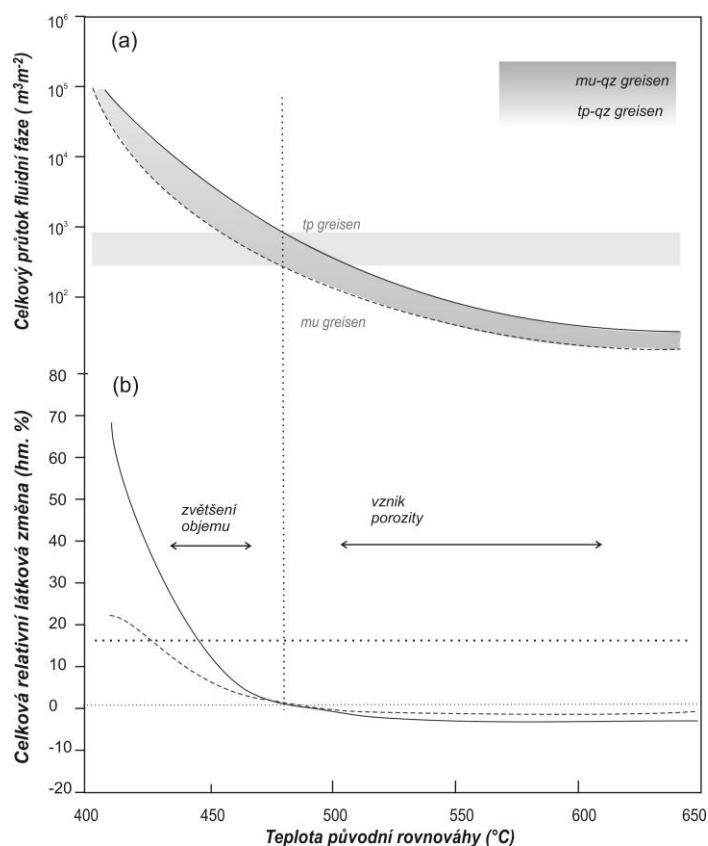
kde ΔX_i je změna koncentrace rozpuštěné složky (specie) i v důsledku alteračních reakcí a představuje vzdálenost ve směru toku fluidní fáze. Shodnost jednotek vyžaduje, že změna ΔX_i musí být vztažena na délku 1 m (odpovídá 1 m³ horniny), pokud gradienty teploty a tlaku jsou uvedeny v °C m⁻¹ a bar m⁻¹. V případě lokální rovnováhy mezi fluidní fází a boční horninou, člen $\Delta X_i/\Delta z$ má nulovou hodnotu, zatímco při průtoku nerovnovážné fluidní fáze má člen $\Delta X_i/\Delta z$ rozhodující vliv na výpočet a teplotně tlakové gradienty hrají velmi malou roli.

Pro fluidní fázi uvolněnou při 650 °C a 1 kbar z topazového granitu, tj. za podmínek maximální možné nerovnováhy, se při průtoku 1 m³ fluidní fáze granitem spotřebovalo 32.56 kg albitu a 25.01 kg ortoklasu za současné tvorby 28.42 kg muskovitu a 25.72 kg křemene v 1 m³ (2577 kg) horniny. Pro úplnou přeměnu živců a vznik muskovit-křemenného greisenu je zapotřebí 20.65 m³ fluidní fáze. V případě infiltrace fluid, které byly rovnováže s okolní horninou za nižších teplot a tlaků, je míra chemické nerovnováhy nižší a poměr fluidní fáze-hornina potřebný k alteraci, se zvyšuje. Ve výsledném modálním složení se uplatňuje 61.76 hm. % křemene, 34.69 hm. % slíd a malé množství akcesorií. Výsledky modelování jsou znázorněny v obr. 5.15.

Výpočet přeměny muskovit-křemenného greisenu na topaz-křemenný typ vyžaduje pro případ maximální nerovnováhy (infiltrace magmatické fluidní fáze) 13.20 m³ fluidní fáze na m³ horniny. Výsledné modální složení je 70.11 hm. % křemene, 23.96 hm. % topazu, a 5.93 hm. % reliktních a akcesorických fází. Při infiltraci magmatické fluidní fáze (650 °C a 1 kbar) je zapotřebí 20.65, resp. 33,85 m³ fluidní fáze pro vznik muskovit-, resp. topaz-křemenného greisenu. Tento poměr se zvyšuje při infiltraci nížeteplotních, rovnováže bližších fluid (obr. 5.15) a dosahuje až $2 \cdot 10^5$ m³ m⁻² při úplné lokální rovnováze. Tento výsledek je nápadně podobný odhadům integrovaného toku fluid ve střížných zónách a frakturách a ukazuje, že různé výměnné a srážecí reakce mají podobnou teplotní závislost, tj. podobné reakční entalpie. Důležitým výsledkem modelování je zjištění, že původní nerovnováha snižuje poměr fluidní fáze-hornina o několik řádů; tento jev zatím nebyl v petrologických a geochemických interpretacích uvažován.

Srážení křemene z fluidní fáze v důsledku poklesu teploty a tlaku probíhá souběžně s alteračními reakcemi, jeho teplotně tlaková závislost je však odlišná. To se promítá do modálních změn a výsledného

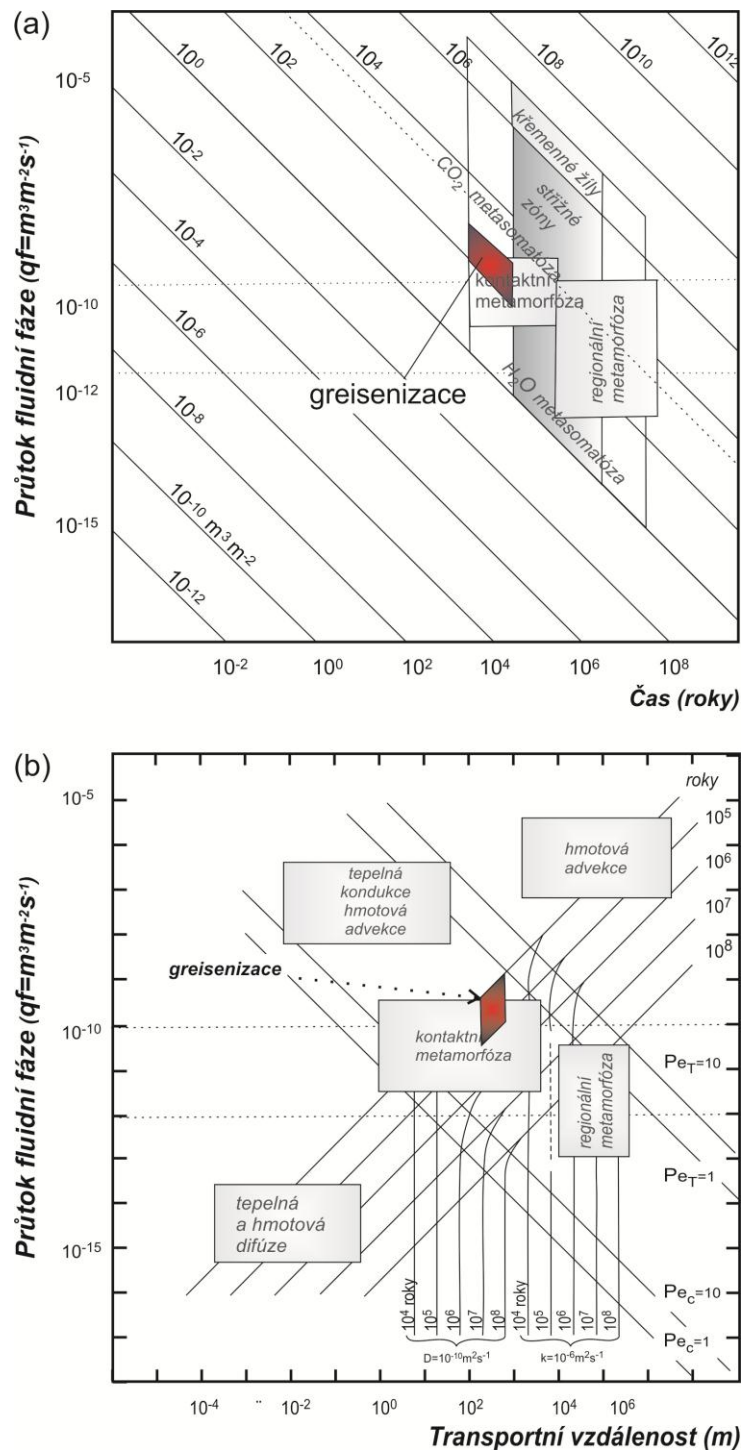
složení greisenů, který by bylo možno využít ke zjištění, který z obou zmíněných mechanismů, tj. alterace nebo srážení dominuje, a zpřesnit výpočet poměru fluidní fáze-hornina.



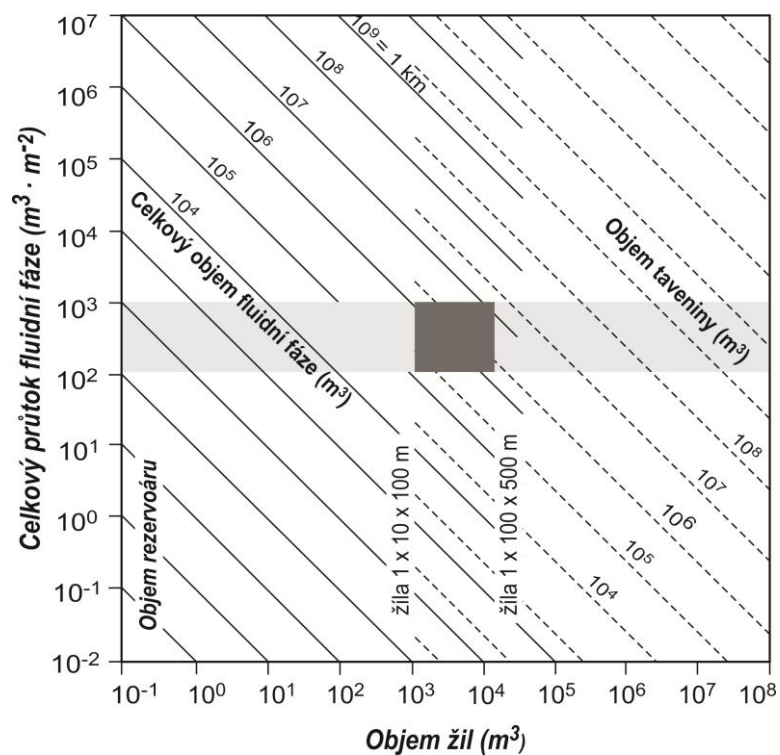
Obr. 5.15: (a) Výsledný průtok fluidní fáze (odpovídá poměru fluidní fáze-hornina) v závislosti na výchozí teplotě chemické rovnováhy. (b) Celková relativní látková změna při greisenizaci v závislosti na výchozí teplotě chemické rovnováhy.

Při pomalé rychlosti toku fluidní fáze dochází k lokální rovnováze podle zvoleného geotermálního gradientu a pokrok alteračních reakcí je relativně nízký. Ve výsledném modálním složení greisenu proto převažuje vliv srážení křemene. Naopak při infiltraci vysokoteplotních nerovnovážných fluid probíhají alterační reakce s vyšší intenzitou a příspěvek silicifikace srážením z hydrotermálního roztoku se stává podružným. Pro celý model byla vypočtena látková bilance původního granitu a modelového greisenu. Hmotnostní bilance vychází z poměru množství novotvořených vs. původních minerálů a její závislost je znázorněna na obr. 5.15. Z grafu je patrné, že při průtoku výseteplotních fluid dochází především k loužení, tj. ke vzniku porozity. Vznik muskovit-křemenného greisenu je doprovázen zápornou látkovou změnou původního granitu ca. 3-5 hm. %. S poklesem teploty infiltrujícího roztoku se relativní nárůst porozity snižuje, protože alterační reakce probíhají pomaleji, a s výrazně rostoucím množstvím potřebné fluidní fáze vzrůstá množství volně srážených minerálů. Při původní teplotě fluidní fáze 480 °C (a méně) dochází k prudkému nárůstu objemu horniny. V průběhu vzniku muskovit-křemenného greisenu v úplné lokální rovnováze při teplotě 400 °C převažuje srážení křemene nad alteračními reakcemi a doprovází jej nárůst o ~20 hm. %, v případě topaz-křemenného greisenu přes ~60 hm. % (obr. 5.15). Zjištěné integrované průtoky fluidní fáze při přechodu z režimu vzniku porozity do zvětšování objemu odpovídají $4 \cdot 10^2$ až $2 \cdot 10^3 \text{ m}_n^3 \text{ m}_r^{-2}$ (obr. 5.15). Při úvaze o možném časovém intervalu trvání greisenizace je možné odhadnout rychlost proudění fluidní fáze. Obr. 5.15 znázorňuje vztahy mezi integrovaným průtokem, transportní vzdáleností, časem a rychlostí toku. Při použití délky transportu, tj. hloubky greisenových žil v rozmezí 100 až 1000 m, můžeme odvodit dobu trvání greisenizace ca. 10^4 až 10^5 let a rychlost toku $\sim 10^{-10} \text{ m}^3 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, tj. 3.2 l fluidní fáze průřezem horniny 1 m^2 za rok. Tyto údaje jsou v souladu s hydrodynamickými podmínkami

v kontaktních aureoleách intruzí (obr. 5.16). Uvažujme vznik typických greisenových žil o průřezu $1 \times 10 \text{ m}$ a délce 100 m , resp. $1 \times 100 \times 500 \text{ m}$. Množství fluidní fáze potřebné k tvorbě greisenové alterace je přímo úměrné integrovanému průtoku. Pro podmínky přechodu mezi vznikem porozity a zaplňováním prostoru srážením ($\sim 10^2\text{--}10^3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$) je zapotřebí $10^5\text{--}3 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ fluidní fáze pro tvorbu uvažovaných žil (obr. 5.17), což při $5 \text{ hm. \% H}_2\text{O}$ rozpuštěné v granitové tavenině vyžaduje magmatický rezervoár o objemu $\sim 5 \cdot 10^5\text{--}3 \cdot 10^8 \text{ m}^3$, tj. o délce hrany 80 až 700 m . Tento jednoduchý výpočet ukazuje, že vznik jednotlivých greisenových tahů je možný z fluidní fáze, která má původ v rezervoáru o velikosti srovnatelné s blatenským masivem.



Obr. 5.16: Zjištěné parametry greisenizace v porovnání s hydrotermálními a devolatilizačními pochody, znázorněné jako závislost (a) rychlosti průtoku fluid na čase trvání pochodu a (b) délce transportu (Thompson, 1997, doplněno).



Obr. 5.17: Zjištěné parametry greisenizace v porovnání s hydrotermálními a devolatilizačními pochody, znázorněné jako závislost (a) rychlosti průtoku fluid na čase trvání pochodu a (b) délce transportu (Thompson, 1997, doplněno).

6 Závěr

Předkládaná diplomová práce se zabývá blatenským granitovým masívem v západních Krušných horách a jeho greisenovou mineralizací. Cílem práce bylo geologické mapování, petrografická a texturní charakteristika jednotlivých granitových typů a žilných hornin, studium minerální a prostorové zonálnosti greisenových těles, interpretace alteračních reakcí a odvození modelu pro výpočet intergrovaného průtoku hydrotermálních roztoků.

Blatenský masiv je složenou intruzí, která je tvořena několika fázemi vysoce vyvinutých peraluminických Li, F a P-bohatých granitů. Jednotlivé regionální typy (Jelení vrch, Blatenský vrch, Hřebečná, Sněžná hůrka, Luhy, Pila, Pískovec a Podlesí) se liší v modálním a chemickém složení i textuře, které pokrývají škálu od jemnozrnných afyrických i porfyrických k seriálním a hrubozrnným typům. Jednotlivé intruzivní typy patří syenogranitům až alkalicko-živcovým granitům s klesajícím zastoupením tmavé slídy, rostoucími podíly topazu, příp. muskovitu a turmalínu, a s akcesorickým apatitem a rutilem. Složení K-živců pokrývá rozpětí od čistého ortoklasu, resp. mikroklinu směrem k 16 mol. % albitové složky. Plagioklasy tvoří lineární trend se souvisle klesajícím podílem anortitové složky, od 13 k 0 mol. %. Trioktaedrické slídy náleží lithnému annitu, který se plynule vyvíjí v zinnwaldit, resp. překračuje hranici k trilithionitu (Podlesí). Dioktaedrické slídy se vyskytují v některých vysoce vyvinutých typech pravděpodobně jako primární magmatická fáze (dioktaedrický zinnwaldit), ale s postupující hydrotermální alterací se tvoří souvislý trend složení k čistému muskovitu. Stupeň diferenciacie magmatu a celková struktura masivu byla interpretována na základě chemického složení tmavých slíd, především prostřednictvím $mg\#$ hodnoty a koncentrací Ti a F. Nejprimitivnější granity představují řídce až středně porfyrické jemnozrnné biotitové (nízkolithnoannitové) granity na úbočích Blatenského vrchu, které jsou texturně velmi podobné okrajovým granitům (G2) smrčinského batolitu, resp. přechodným granitům typu Walfischkopf v západokrušnohorském plutonu. Tyto granity pravděpodobně nejsou součástí mladšího intruzivního komplexu s.s. a až na výjimky neobsahují greisenové alterace a zrudnění. Ve střední, východní a jižní části masivu převažují tělesa středně zrnitých až hrubozrnných, místy seriálních, biotitových (vysokolithnoannitových až zinnwalditových) granitů s topazem, příp. i muskovitem a/nebo turmalínem. Středně zrnité typy jsou zpravidla více chemicky vyvinuté než hrubozrnné variety, a oba typy často obsahují tělesa greisenů. Texturně tyto granity nikde nedosahují zrnitosti nejstarších intruzivních fází mladšího intruzivního komplexu (např. EIB 1), ale odpovídají facií EIB 2 v západokrušnohorském plutonu, příp. typu G3 Waldstein ve smrčinském batolitu. Nejvíce vyvinuté jsou afyrické jemnozrnné topaz-zinnwalditové granity s turmalínem, které tvoří tělesa v oblasti Pískovce a Podlesí. Na jejich okrajích, v subhorizontálních stropních partiích, jsou často vyvinuty polohy K-živcových megakrystů (tzv. stockscheider). Tyto granity neobsahují greisenové žíly, pouze v blízkosti kontaktů se středně a hrubě zrnitými typy. Přestože je možné v každé regionální jednotce vyčlenit přerušovanou řadu od jemnozrnných hiatálně porfyrických k seriálním hrubozrnným typům je spíše pravděpodobné, že intruze blatenského masivu je v hrubých rysech dvoufázová s dílčími dávkami magmatu. První fázi představuje krystalizace řídce porfyrických jemnozrnných granitů, které patrně vděčí své textuře náhlé ztrátě volatilní fáze po metastabilním přesycení. Ve druhé fázi byla vmístěna převážná část intruzivních jednotek masivu, které se vyvíjejí od středně až hrubě zrnitých typů se sníženou nukleační hustotou, ale seriálním charakterem, který může dokládat akumulaci krystalů nebo hrubnutí zotavením, a následně vmístění menších množství vysoce vyvinutých afyrických a jemnozrnných tavenin s vysokou nukleační hustotou. Tento trend poklesu zrnitosti odpovídá přechodu z facií EIB2 do EIB3 v okolí Eibenstocku, a kvalitativně texturně shodný je vývoj od typů G3 k tzv. cínovým granitům G4 ve smrčinském batolitu. Žádný z těchto plutonů či batolitu však nedosahuje obdobného stupně chemického vývoje jako zaznamenávají jemnozrnné topaz-zinnwalditové, resp. trilithionitové granity typů Pískovec a Podlesí.

Turmalinizace se projevuje především ve vysokolithnoannitových až zinnwalditových granelech a všech jejich texturních varietách. Turmalín (skoryl) se nejčastěji vyskytuje ve formě nodulí, jejichž velikost

je proporční k zrnitosti základní hmoty. V kontaktní aureole dochází k turmalinizaci fylitů až vzniku turmalinitů, které představují reakční fronty v případě poloh a litoů vhodného chemismu (proporce chloritu, resp. biotitu a sericitu) nebo krystalizací turmalínu ve volném prostoru hydrotermálních žil (s. od Jeleního vrchu). Složení turmalínu v exokontaktu odpovídá přechodu od skorylu k hořečnatým typům, oxydravitu a foititu. Ve všech případech složení turmalínu i vzájemný poměr Mg a Fe odpovídá okolním horninám (granitům vs. fylitům) a ukazuje na jejich lokální původ, tj. jedná se především o bórovou metasomatózu ve formě H_3BO_3 .

Greiseny tvoří několik subvertikálních žilných tahů a v typickém vývoji mají zonalitu od greisenizovaných granitů přes slídnato-křemenné greiseny směrem k topaz-křemenným a monominerálním křemenným typům. Greisenová alterace probíhá za konstantního objemu, jak dokládá plynulý přechod textur a distribuce křemenných vyrostlic do okolních granitů, a teprve ve fázi tvorby křemenných greisenů místy došlo k hydrofrakturaci a krystalizací vyplňováním volného prostoru (křemenné žily). Jednotlivé fáze greisenizace zahrnují (i) výměnu alkálií mezi K-živcem a albitem, (ii) rozklad alkalických živců a přeměna tmavých slíd na muskovit, (iii) rozklad muskovitu za vzniku topazu a křemene, a (iv) srážení křemene (silicifikace). Greiseny všech modálních typů mohou být postiženy hematizací. Konvenční interpretace alteračních reakcí vedená v kontextu konzervativního chování nejméně rozpustných složek, především Al, vyžaduje značnou redukci objemu a vznik porozity (až 25 obj. %), která není pozorována a současně nevysvětluje např. přeměnu tmavých slíd na muskovit. Na základě texturního vývoje živcových pseudomorfů a způsobu přeměn slíd se domníváme, že dochází k výraznému lokálnímu transportu i méně mobilních složek, např. Al ve formě $NaAl(OH)_4$ nebo $Al(OH)_3$, a tvorba porozity je kompenzována silifikací v intergranulárním prostoru. Tato interpretace je v souladu s přesycením SiO_2 během chladnutí hydrotermálních roztoků a vede ke zvýšenému modálnímu zastoupení křemene v greisenech. Z transportního modelu pro vznik hydrotermálního systému v blatenském granitovém masivu vyplývá, že vznik topaz-křemenných greisenů vyžaduje infiltraci fluidní fáze, která není rovnováže s okolní horninou. Pro vznik greisenů při 400 °C a 500 bar to odpovídá původní teplotě roztoku 480 °C nebo ještě vyšší. Během nerovnovážné infiltrace fluidní fáze vyžaduje vznik muskovit-křemenných, resp. topaz-křemenných greisenů integrovaný průtok 10^2 až 10^3 m³ fluidní fáze na m² horniny, tj. vznik jedné greisenové žíly o objemu $1 \cdot 10^3$ až $5 \cdot 10^4$ m³ vyžadoval 10^5 až $3 \cdot 10^7$ m³ vodné fáze. Za předpokladu 5 hm. % H_2O rozpuštěné v silikátové tavenině se toto množství hydrotermálních fluid vyloučí z mateřské intruze o velikosti 80-700 m v každém směru. Greisenové žíly a tahy se vyskytují především ve středně až hrubě zrnitých vysokolithnoanitových až zinnwalditových granitech, ale tento vztah je pravděpodobně strukturní spíše než látkový. Greisenizace postihuje i žilné ryolity v kontaktní aureole (j. od Potůčků), které mohou být výrazně mladší.

7 Seznam literatury

- Absolonová, E., Matoulek, M. (1971): Geochemical distribution of elements in the Karlovy Vary pluton. *Journal of Geological Sciences, Economic Geology–Mineralogy*, 17, 7–38 (česky).
- Ague, J. J. (1994): Mass transfer during Barrovian metamorphism of pelites. south-central Connecticut: I. Evidence for changes in composition and volume. *Amer. J. Sci.*, 294, 989-1057.
- Allègre, C. J., Provost, A., Jaupart, C. (1981): Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth.
- Antipin, V. S., Kovalenko, V. I., Kuznetzova, A. I., Persikova, L. A. (1981): The behaviour of tin and tungsten in ore-bearing acid magmatic rocks on the basis of the analysis of partition coefficients. *Geochym.*, 2 (in Russian with English abstr.):
- Barsukov, V. L. (1957): The geochemistry of tin. *Geochem. Int.*, 1, 41-52.
- Baumgartner, L. P., Ferry, J. M. (1991): A model for coupled fluid-flow and mixed-volatile mineral reactions with applications to regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(3), 273-285.
- Berger, A., Burri. T., Alt-Epping, P., Engi. M. (2008): Tectonically controlled fluid flow and water-assisted melting in the middle crust: An example from the Central Alps. *Lithos*, 102, 598-615.
- Beus, A. A., Severov, E. A., Sitnin, A. A., Subbotin, K. D. (1962): Al'bitizirovannye i greizenizirovannye granity (apogranity) (Albitized and Greisenized Granites).
- Bickle, M. J., McKenzie, D. (1987): The transport of heat and matter by fluids during metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(3), 384-392.
- Blecha, V., Štemprok, M., Fischer, T. (2009): Geological interpretation of gravity profiles through the Karlovy Vary granite massif (Czech Republic). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 53(3), 295-314.
- Breiter, K. (1994): Variscan rare metal-bearing granitoids of the Bohemian Massif. In: Seltmann. R., Kampf. H., Möller. P. (Eds.). *Metallogeny of collisional orogens*. Czech Geological Survey Praha. pp. 91–95.
- Breiter, K. (2001): Phosphorus and fluorine- rich granite system at Podlesí. – In : Breiter K. (ed.) *International Workshop. Phosphorus and Fluorine-rich fractionated granites*. Oct 16-19.2001. Podlesí. Czech Republic. Abstracts. Excursion guide. Program. – Czech Geological Survey. Prague. 52-78.
- Breiter, K. (2002): From explosive breccia to unidirectional solidification textures: magmatic evolution of a phosphorus- and fluorine-rich granite system (Podlesí. Krušné hory Mts..Czech Republic). *Bull. Czech Geol. Surv.*, 77, 67-92.
- Breiter, K., Kronz, A. (2004): Phosphorus-rich topaz from fractionated granites (Podlesí, Czech Republic). *Mineralogy and Petrology*, 81(3-4), 235-247.
- Breiter, K. (2005a): Geologický výzkum na lokalitě Potůčky – Podlesí. Závěrečná zpráva Programu státní podpory výzkumu a vývoje MŽP za rok 2005. Čes. Geol. Služba. Praha.
- Breiter, K. (2005b): Vývoj fosforem bohatého peraluminického magmatu. Granitový systém Podlesí v Krušných horách. Nepublikovaná disertační práce. Přírodovědecká fakulta. Masarykova Univerzita. Brno. 61 str.
- Breiter, K., Haková, M., Schovánková, D. Sokol, A. (1985): Ložiskové zhodnocení greizenů blatenského žulového masívu. Nepublikovaná zpráva, Ústřední ústav geologický, P090.1985, 62 str.
- Breiter, K., Haková. M., Sokol. A. (1987): Geochemical types of granites in the Blatná Massif in the Krušné hory Mts. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 62, 333-349.
- Breiter, K., Frýda. J. (1995): The Krupka tin deposit. In: Breiter K. Seitmann R (eds) *Ore mineralizations of the Krušné hory Mts. (Erzgebirge)*. Excursion guide. Third biennial SGA meeting. Praha 1995. 103-112.

- Breiter, K., Frýda, J., Seltmann, R., Thomas, R. (1997): Mineralogical evidence for two magmatic stages in the evolution of an fractionated P-rich rare-metal granite The Podlesí stock, Krušné Hory, Czech Republic. *Journal of Petrology*, 38, 1723–1739.
- Breiter, K., Förster, H.-J., Seltmann, R. (1999): Variscan silicic magmatism and related tin-tungsten mineralization in the Erzgebirge-Slavkovský les metallogenic province. *Mineral. Depos.*, 34, 505–521.
- Breiter, K., Škoda, R., Uher, P. (2007): Nb-Ta-Ti-W-Sn-oxide minerals as indicators of a peraluminous P- and F-rich granitic system evolution: Podlesí, Czech Republic. *Mineralogy and Petrology*, 91(3-4), 225–248.
- Brimhall, G. H., Crerar, D. A. (1987): Ore fluids: magmatic to supergene. *Rev. Mineral.*, 17, 235–322.
- Bufka, A., Velebil, D. (2000): Ag-Co-Bi-U-ložisko Potůčky v Krušných horách. *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)*, 8, 75–81.
- Bufka, A., Velebil, D. (2001): Bludenské žilné pásmo v Krušných horách. *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)*, 9, 51–57.
- Bufka, A., Velebil, D. (2002): Ag-Co-Bi-Ni-U-zrudnění v údolí Černé v Krušných horách. *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)* 10, 84–95.
- Bufka, A., Velebil, D. (2003): Manganová mineralizace žíly Marie Terezie u Horní Blatné v Krušných horách. *Bull. mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz. (Praha)*, 11, 100–114.
- Bufka, A., Velebil, D. (2005): Historický stříbrorudný revír Boží Dar u Jáchymova v Krušných horách. *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea (Praha)*, 13, 46–61.
- Buriánek, D., Novák, M. (2007): Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites: Examples from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos*, 95(1), 148–164.
- Burnham, C. W. (1979): The importance of volatile constituents. *The evolution of the igneous rocks*, 16.
- Burt, D. M. (1981): Acidity-salinity diagrams-application to greisen and porphyry deposits. *Econ. Geol.*, 76, 822–843.
- Cox, S. F. (2010): The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids*, 10(1-2), 217–233.
- De Groot, S. R., Mazur, P. (1969): *Grundlagen der Thermodynamik irreversibler Prozesse*. Bibliographisches Institut.
- Dolejš, D., Baker, D. R. (2007): Liquidus equilibria in the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-F_2O-H_2O$ to 100 MPa: II. Differentiation paths of fluorosilicic magmas in hydrous systems. *Journal of Petrology*, 48, 807–828.
- Dolejš, D., Wagner, T. (2008): Thermodynamic modeling of non-ideal mineral-fluid equilibria in the system Si-Al-Fe-Mg-Ca-Na-K-H-O-Cl at elevated pressures: implications for hydrothermal mass transfer in granitic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(2), 526–553.
- Dolejš, D., Manning, C. E. (2010). Thermodynamic model for mineral solubility in aqueous fluids: theory, calibration and application to model fluid-flow systems. *Geofluids*, 10(1-2), 20–40.
- Đurišová, J. (1984): Origin of greisen assemblages in the western Krušné hory Mts. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 59, 141–152. Praha.
- Đurišová, J., Charoy, B., Weisbrod, A. (1979): Fluid inclusion studies in minerals from tin and tungsten deposits in the Krušné Hory Mountains (Czechoslovakia): *Soc. Franc. Min. et Crystallogr. Bull.*, 102, 665 - 676.
- Ferry, J. M., Dipple, G. M. (1991): Fluid flow, mineral reactions, and metasomatism. *Geology*, 19(3), 211–214.

- Ferry, J. M., Dipple, G. M. (1992): Models for coupled fluid flow, mineral reaction, and isotopic alteration during contact metamorphism: the Notch Peak aureole, Utah. *American Mineralogist*; (United States), 77.
- Ferry, J. M., Gerdes, M. L. (1998): Chemically reactive fluid flow during metamorphism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), 255-287.
- Fiala, F. (1968): Granitoids of the Slavkovský (Císařský) les Mountains. *Sbor. Geol. Věd. Geol.*, 14, 93-160.
- Fletcher, R. C., Hofmann, A. W. (1974): Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. *Geochemical transport and kinetics*, 634, 243-259.
- Förster, H. J., Tischendorf, G. (1994): The Western Erzgebirge Vogtland granites: implication to the Hercynian magmatism in the Erzgebirge-Fichtelgebirge anticlinorium. In: Seltmann, R., Kämpf, H., Möller, P. (Eds.). *Metallogeny of collisional orogens*. Czech Geological Survey. Prague. 35-48.
- Förster, H. J., Tischendorf, G., Seltmann, R., Gottesmann, B. (1998): Die variszischen Granite des Erzgebirges: neue Aspekte aus stofflicher Sicht. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 26, 31-60.
- Förster, H. J., Tischendorf, G., Trumbull, R. B., Gottesmann, B. (1999): Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge. Germany. *Jour. Petrol.*, 40, 1613-1645.
- Goranson, R. (1931): The solubility of water in granite magmas. *American Journal of Science*.
- Grosse, S., Oelsner, C., Sonntag, K. (1961): Ergebnisse der Gravimetermessungen im Westerzgebirge. *Freiberg. Forsch. – H.R.C.*, 110, 55 – 102. Berlin.
- Haapala, I. L. M. A. R. I., Kinnunen, K. A. R. I. (1979): Fluid inclusions in cassiterite and beryl in greisen veins in the Eurajoki Stock, southwestern Finland. *Economic Geology*, 74(5), 1231-1238.
- Halter, W.E., William-Jones, A.E., Kontak, D.J. (1998): Modelling fluid-rock interaction during greisenisation at the East Kemptville tin deposit: implications for mineralisation. *Chemical Geology*, 150, 1-17.
- Henry, D. J., Dutrow, B. L., Selverstone, J. (2003): Compositional asymmetry in replacement tourmaline--An example from the Tauern Window, Eastern Alps. *American Mineralogist*, 88(8-9), 1399-1399.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomson, J. A. (2005): The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328.
- Hochstetter, F. (1856): Allgemeine Bericht über die geologische Aufnahme der I. Sektion im Sommer 1855. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt*, 7, 316-332.
- Holland, T. J. B., Powell R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of metamorphic Geology*, 16(3), 309-343.
- Holland, T.J.B., Powell, R. (2003): Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 492-501.
- Holtz, F., Johannes, W. (1994). Maximum and minimum water contents of granitic melts: implications for chemical and physical properties of ascending magmas. *Lithos*, 32(1), 149-159.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Charoy, B. (1979): Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluids associés dans les granites. Conséquences métallogéniques. *Sci. Terr. Mém.*, no 37, 364 p.
- Chenevoy, M., Piboule, M. (2007): Hydrothermalisme: spéciation métallique hydrique et systèmes hydrothermaux. *EDP sciences*.
- Jackson, K. J., Helgeson, H. C. (1985): Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition of tin: I. Calculation of the solubility of cassiterite at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(1), 1-22.

- Janečka, J., Absolonová, E., Knížková, J., Komárek, M., Roos, E., Strnad, J., Jarchovský, T., Štemprok, M., Pavlů, D., Tenčík, I. (1969): Geological–montanistic study of Sn-W deposits of the Bohemian massif. Part.1 - Czech Geol. Survey Report P 119. 1969. Praha (in Czech).
- Janečka, J., Štemprok, M., Jarchovský, T., Pavlů, D., Strnad, J., Roos, E., Absolonová, E., Lomozová, V., Bernard, J. H., Pišová, J., Klomínský, J. (1973): Závěrečná zpráva o ložiskově geologickém výzkumu Sn-W ložisek Českého masivu. Nepublik. zpráva. Ústř. Úst. Geol.. Praha.
- Johan, Z., Johan, V. (2001): Les micas de la coupole granitique de Cínovec (Zinnwald). République tchèque: un nouvel aperçu sur la métallogenèse de l'étain et du tungstène. *Compt. Rendu. Acad. Sci. – IIA*, 332, 307-313.
- Johnson, J. W., Oelkers, E. H., Helgeson, H. C. (1992): SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000 C. *Computers & Geosciences*, 18(7), 899-947.
- Jokély, J. (1856): Allgemeine Übersicht der Erzgerstätten im böhmischen Anteile des Erzgebirges und der benachbarten Gebirgszüge des Fichtelgebirges. Kaiserwaldes u. nördlichen Ausläufer des Böhmerwaldes. – Jb. K. – Kön. Geol. Reichsanst., 7. Wien.
- Jokély, J. (1857): Das Erzgebirge zwinschen Joachimstal und Niklasberg. – Jb. K. – Kön. Geol. Reichsanst., 8. Wien.
- Kelly, W. C., Rye, R. O. (1979): Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Economic Geology*, 74(8), 1721-1822.
- Kirkham, R.V., Sinclair, W.D. (1988): Comb quartz layers in felsic intrusions and their relationship to porphyry deposits. In: Taylor. R.P., Strong. D.F. (Eds.). *Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special Volume, 39, 50–71.
- Knížková-Drbohlavová, J. (1970): Final report on the study of tin ore deposits in the Blatná granite massif. Czech Geol. Survey Report, 55. 1970. Praha (in Czech).
- Komárek, M. (1968): Mineralogie a petrografie greisenů blatenského žulového masivku. Nepublikovaná diplomová práce. Přírodovědecká fakulta. Univerzita Karlova. 112 str.
- Kovalenko, N.I. (1977): The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites. *Geokhimia (in Russian)*, 15(4), 503-525.
- Kovalenko, V. I., Kovalenko, N. I. (1984): Problems of the origin, ore-bearing and evolution of rare-metal granitoids. *Physics of the earth and planetary interiors*, 35(1), 51-62.
- Krauskopf, K. B. (1979): Introduction to geochemistry. International series in the earth and planetary sciences.
- Lange, H., Tischendorf, G., Pälchen, W., Klemm, I., Ossenkopf, W. (1972): Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges. *Geologie*, 21, 457-494. Berlin.
- Laube, G. C. (1876): Geologie des Böhmisches Erzgebirges. I. Geologie des westlichen Erzgebirges oder des Gebirges zwischen Maria KuIm - Schönbach und Joachimsthal – Gottesgab. Archiv für Landesdurchforschung Böhmens III.
- Lichtner, P. C. (1996): Continuum formulation of multicomponent-multiphase reactive transport. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 34(1), 1-81.
- Liebscher, A. (2007): Experimental studies in model fluid systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1), 15-47.
- Manning, D. A. C. (1981): The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with water at 1 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76 - 206.
- Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P., Franke, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Masiff: Results of large-scale Variscian shearing. *Tectonophysics*, 177, 151-170.

- Medaris, L.G., Beard, B.L., Jelínek, E. (2006): Mantle-derived. UHP garnet pyroxenite and eclogite in the Moldanubian Gföhl nappe. Bohemian Massif : A geochemical review, new P-T determinations and tectonics interpretation. *Internat. Geology Review*, 48(9), 765 – 777.
- Mingram, B.; Kröner, A., Hegner, E., Krentz, O. (2004): Zircon ages. geochemistry. and Nd isotopic systematics of pre-Variscan orthogneisses from the Erzgebirge. Saxony (Germany). and geodynamic interpretation. *Internat J Earth Sci.*, 93(5), 706-727.
- Müller, A., Seltmann, R., Behr, H. J. (2000): Application of cathodoluminescence to magmatic quartz in a tin granite—case study from the Schellerhau Granite Complex, Eastern Erzgebirge, Germany. *Mineralium Deposita*, 35(2-3), 169-189.
- Muntean, J. L., Cline, J. S., Simon, A. C., Longo, A. A. (2011): Magmatic-hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits. *Nature Geoscience*, 4(2), 122-127.
- Oelsner, O (1952): Die pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten. *Freib Forsch Hefte*, 9-80.
- Pácal, Z., Pavlů, D. (1967): Petrografické typy greisenů z Blatenska. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 42, 429-434.
- Parsons, I. (2010): Feldspars defined and described: a pair of posters published by the Mineralogical Society. Sources and supporting information. *Mineralogical Magazine*, 74(3), 529-551.
- Pearce, J. A., Harris, N. W., Tindle, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25, 956–983.
- Philpotts, A. R., Ague, J. J. (1990): *Principles of igneous and metamorphic petrology* (p. 498). New Jersey: Prentice Hall.
- Pirajno, F. (2009): *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer.
- Rajpoot, G. S., Klomínský, J. (1994): Typology and origin in the Cornubian and the Krušné hory-Smrčiny batholiths. *Věst. Úes. geol. Úst.*, 62(2), 63-74. Praha.
- Robb, L. (2005): *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Oxford, 373 str.
- Rötzler, K., Sztumacher, R., Maresch, W.V., Willner, A.P. (1998): Characterization and geodynamic implications of contrasting metamorphic evolution in juxtaposed highpressure units of the western Erzgebirge. Saxony. Germany. *Eur J. Mineral*, 10, 261-280.
- Rudnick, R. L., Gao, S. (2003): Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 1-64.
- Satran, V. (1963): Magmatická ložiska. In *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1:200 000. list M-33-XVI Hradec Králové*. NČSAV Praha.p.149. Praha.
- Sebastian, U., (1995): Die Strukturentwicklung des spätorogenen Erzgebirgsaufstiegs in der Flöhazone. *Freiberger Forschungshefte*, C461. 1 –114.
- Seltmann, R. (1994): Sub-volcanic minor intrusion in the Altenberg caldera and their metallogeny.- *Metallogeny of Collisional Orogens*. Czech Geol. Surv.. Praha. 198-206.
- Shriver, D. F., Atkins, P. W., Overton, T. L., Rourke, J. P., Weller, M. T., Armstrong, F. A. (2006): *Inorganic Chemistry*, 4th.
- Scherba, G. N. (1970): Greisens. *Internat. Geology Rev.*, 12, 114 - 150, 239 - 259.
- Schmädicke, E., Evans, B.W. (1997): Contributions to Mineralogy and Petrology, 127, 57-74.
- Schumacher, F. (1933): Die erzgebirgische Metallprovinz und ihre Genesis. *Erzmetall*, 30(9), 161 – 166. Halle.
- Strnad, J., Roos, E., Knížková-Drbohlavová, J. (1970): Závěrečná zpráva o výzkumu ložisek cínových rud blatenského žulového masívu. \nepublikovaná zpráva, Ústřední ústav geologický, P055.1970, 103 str.
- Swanson, S. E., Fenn, P. M. (1986): Quartz crystallization in igneous rocks. *American Mineralogist*, 71(3-4), 331-342.

- Škvor, V., Kopecký, A., Kopecký, L., Sattran, V., Šantrůček, P. (1974): Krušné hory – západní část. Soubor oblastních geologických map 1 : 50 000. Ústř. Úst. Geol., Praha.
- Škvor, V. (1975): Geologie české části Krušných hor a Smrčín. Ústř. Úst. Geol., 48, Praha.
- Škvor, V. (1986): Krušnohorský pluton a jeho interpretace. Věst. Ústř. Úst. Geol., 61. 65-71.
- Štemprok, M. (1992): Geochemical development of the Krušné hory/Erzgebirge granite pluton exemplified on its Czechoslovak part. Geophys. Veröff. Univ. Leipzig, 4, 51-63.
- Štemprok, M. (1993): Magmatic evolution of the Krušné Hory-Erzgebirge batholith. Z Geol Wiss., 21, 237-245.
- Štemprok, M., Pivec, E., Langrová, A. (2005): The petrogenesis of a wolframite-bearing greisen in the Vykmánov granite stock, Western Krušné hory pluton (Czech Republic). Bulletin of Geosciences, 80(3), 163-184.
- Štemprok, M., Seifert, T., Holub, F. V., Chlupáčová, M., Dolejš, D., Novák, J. K., Pivec, E., Lang, M. (2008): Petrology and geochemistry of Variscan dykes from Jáchymov (Joachimsthal) ore district. Czech Republic. Journal of Geosciences, 53(1), 65-104.
- Štemprok, M., Dolejš, D. (2010): Fluid focusing, mass transfer and origin of fracture-controlled greisens in the Western Krušné hory/Erzgebirge granite pluton, central Europe. Zeitschr. Geol. Wiss., 38, 207-234.
- Taylor, S. R. (1979): Trace elements in igneous petrology. Chem. Geol., 25, 355-357.
- Teuscher, E. O. (1933): Methodisches zur quantitativen Strukturgliederung körniger Gesteine. Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie, 44(5), 410-421.
- Thompson, A. B. (1997): Flow and focusing of metamorphic fluids. In: Yardley, B. W. D., Jamveit, B. (eds.): Fluid Flow and Transport in Rocks. Mechanisms and effects. Chapman and Hall. London. 297-314.
- Tischendorf, G. (1977): Geochemical and petrogenetic characteristics of silicic magmatic rocks associated with acid magmatism.- In: Štemprok, M., and Burnol, L., Tischendorf, G. (eds.) Metallization associated with acid magmatism. vol. 2. Geol. Survey Prague. 41 – 96. Praha.
- Tischendorf, G., Frster, H. J., Gottesmann, B. (1999): The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: improved equations for Li₂O estimation from MgO data. Mineralogical Magazine, 63(1), 57-57.
- Tischendorf, G., Rieder, M., Förster, H. J., Gottesmann, B., Guidotti, Ch. V. (2004): A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. Miner. Mag., 68(4), 649-667.
- Ulrych, J., Ackerman, L., Kachlík, V., Hegner, E., Balogh, K., Langrová, A., Luna, J., Fediuk, F., Lang, M., Filip, J. (2010): Constraints on the origin of gabbroic rocks from the Moldanubian-Moravian units boundary (Bohemian Massif, Czech Republic and Austria). Geologica Carpathica, 61(3), 175–191.
- Walther, J. V., Orville, P. M. (1982): Volatile production and transport in regional metamorphism. Contributions to Mineralogy and Petrology, 79(3), 252-257.
- Watznauer, A. (1954): Die erzgebirgischen Granitintrusionen. Geologie, 3, 688-706.
- Webster, J., Thomas, R., Förster, H. J., Seltmann, R., Tappen, C. (2004): Geochemical evolution of halogen-enriched granite magmas and mineralizing fluids of the Zinnwald tin-tungsten mining district, Erzgebirge, Germany. Mineralium Deposita, 39(4), 452-472.
- Whitney, D. L., Evans, B. W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185–187.
- Wood, S. A., Samson, I. M. (1998): Solubility of ore minerals and complexation of ore metals in hydrothermal solutions. Reviews in Economic Geology, 10, 33-80.

Zoubek, V. (ed.. 1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1:200 000. List M-33-XIII Karlovy Vary. Ústř. Úst. Geol. Praha.

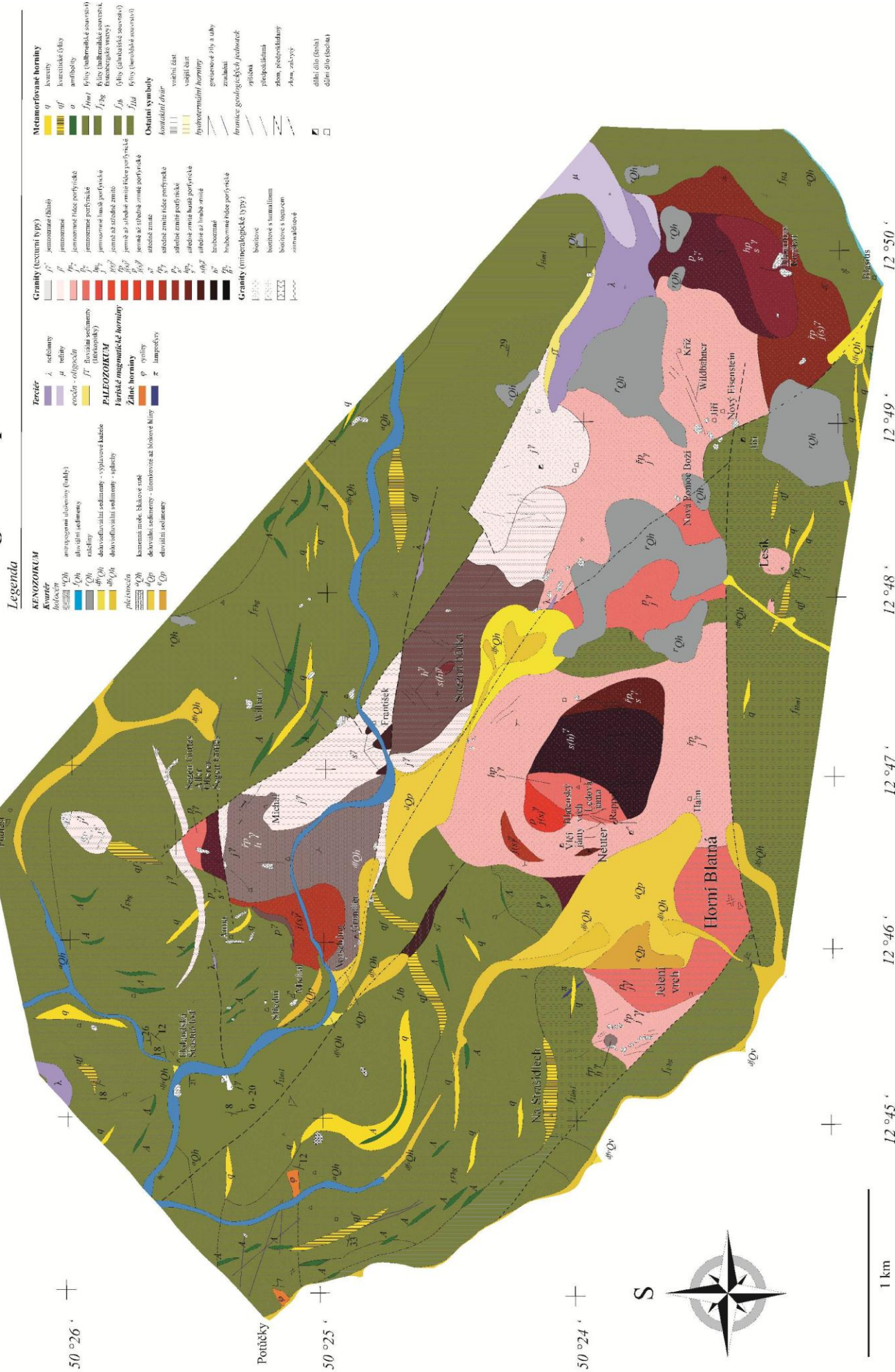
8 Seznam příloh

Příloha A: Geologická mapa blatenského masivu 1:10 000

Příloha B: Odkrytá mapa texturních a mineralogických typů granitu

Příloha C: Odkrytá mapa s lokalizací greisenových tahů

Geologická mapa blatenského masívu 1:10 000

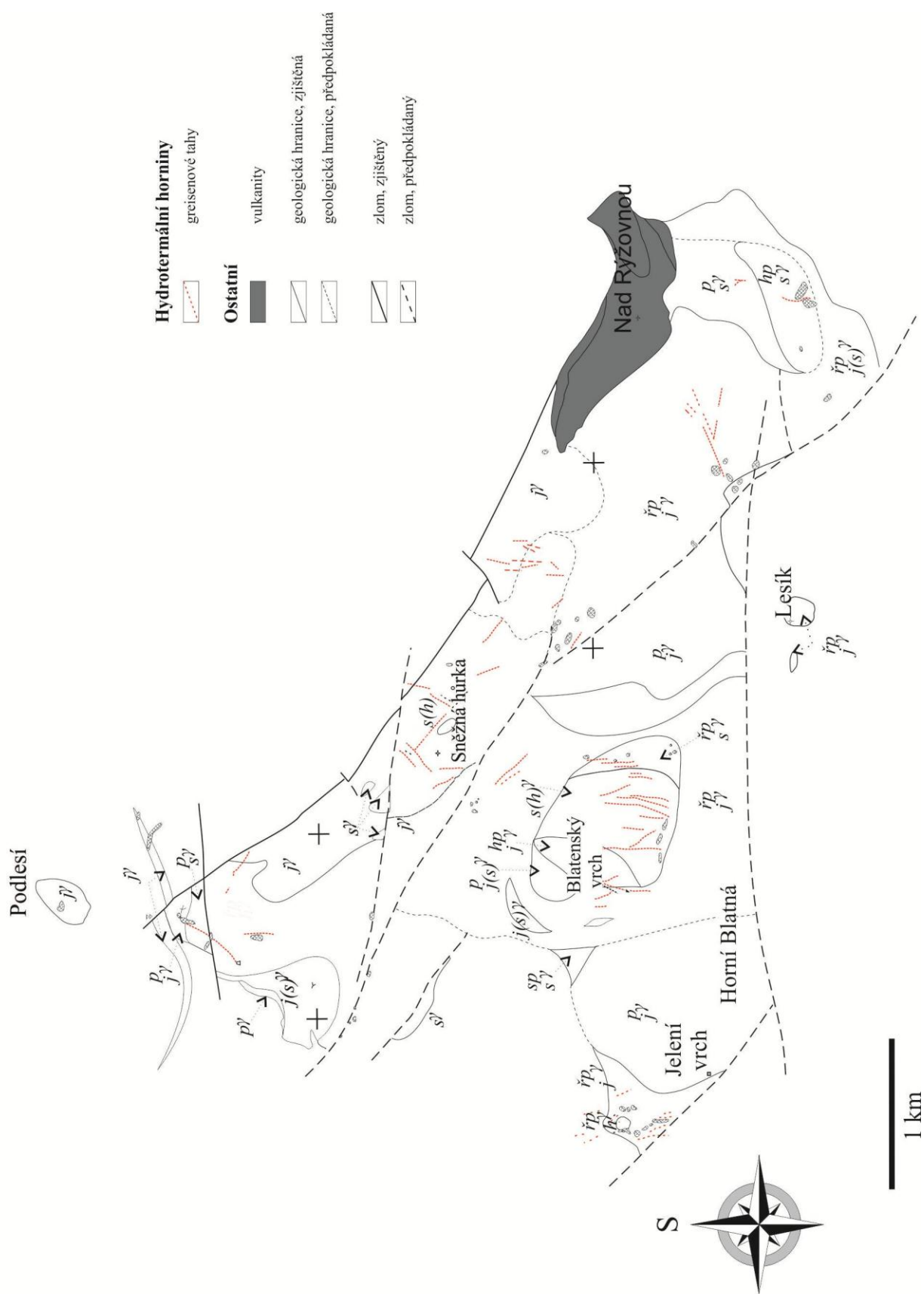


Odkrytá mapa texturních a mineralogických typů granitů



Příloha C

Odkrytá mapa s lokalizací greisenových tahů



Příloha D: Seznam odebraných vzorků

Seznam vzorků obsahuje kompletní přehled všech odebraných vzorků včetně lokalizace sběru (souřadnice a stručný popis lokality) a zařazení horniny dle vymezených typů a subtypů (kap. 3), případně modální zastoupení a velikost zrn hlavních mineral.

MH 1: N:50°25'14,40"; E:12°45'46,21"

Volný blok v lese - 1 km j. od Pískové skály (961,6 m n.m.)

Turmalinizovaný fylit

MH 2: N:50°25'20,57"; E:12°45'57,27"

Volný blok u cesty – 200 m S od kóty 771,04

Turmalinit

MH 3: N:50°25'26,29"; E:12°46'11,80"

Volný blok – Písková skála (961,6 m n.m.)

Křemenný greisen

MH 4: N:50°25'55,66"; E:12°46'30,70"

Rozvalené bloky v lomu – 300 m j. od vesnice Podlesí

Greisenová žíla ve stockgranitu; jemnozrnný granit řidce porfyrický (z. h. 0,7 mm, v. 3 mm*)

MH 5: N:50°25'50,56"; E:12°46'48,38"

Volné bloky v lese - 250 m S od vrcholu Písková skála (961,6 m n.m.)

Jemnozrnný granit neporfyrický (z.h. 0,4 mm)s greisenovou žílou

MH 6: N:50°25'37,40"; E:12°46'30,54"

Volný blok na louce - Písková skála (954,9 m n.m.)

a) Greisenová žilka v jemnozrnném granitu velmi vzácně porfyrickém (z. h. 0,3 mm, qz a fsp v. 2 mm) + vzorek křemenného turmalinitu, b) turmalinizovaný fylit

MH 7: N:50°25'24,39"; E:12°46'27,51"

Volný blok při lesní cestě na Pískovec–600 m jižně od vrcholu Písková skála (961,6 m n.m.)

Topazový greisen

MH 8: N:50°25'12,09"; E:12°46'27,88"

Halda, 100 m s. od kóty 809,94 m n.m., j. svah Pískové skály nad údolím Černé

Topaz-křemenný greisen

MH 9: N:50°25'09,39"; E:12°46'22,13"

Opuštěný lom, 20 m S od kóty 809,94 m n.m.

a) Středně zrnitý granit neporfyrický (z. h. 2 mm); b) středně zrnitý granit řidce porfyrický (z.h. 2 mm, qz v. 4 – 5 mm)

MH 10: N:50°25'01,59"; E:12°45'53,91"

Volný blok v lese u mostku, 20 m jz. od kóty 786,26 m n.m.

Jemnozrnný granit nevýrazně porfyrický - okrajová facie (z. h. 0.7 mm, qz a fsp v.

z.h.=základní hmota, v=vyrostlice, qz=křemen, fsp = živec

3 mm)

MH 11: N:50°25'03,89"; E:12°47'13,27"

Volný blok v lese – 180 m j. od vrchu Čupřina (949,1 m.n.m.)

Jemnozrnný granit neporfyrický (z. h. 0.5 – 0.7 mm)

MH 12: N:50°23'15,99"; E:12°48'14,41"

Volný blok v lese – kóty Lesík (976,0 m n.m.)

Turmalín – křemenný greisen

MH 13: N:50°23'14,54"; E:12°48'06,17"

Volný blok na mítině – 200 m j. od kóty Lesík (976,0 m n.m.)

Turmalinizovaný biotitový granit (z. h. 0.4 mm, qz v. 4 mm)

MH 14: N:50°23'53,60"; E:12°45'27,32"

Volný blok v lese na úpatí Jelení hory – 400 m sz. od vrchu Jelení hory (936,4 m n.m.)

Topaz – křemenný greisen

MH 15: N:50°23'50,81"; E:12°46'51,14"

Haldy u Vlčí Jámy – 180 m zjz. od vrcholu Blatenského vrchu (1042,6 m n.m.)

Greisenová žilka v granitu

MH 16: N:50°23'55,23"; E:12°47'19,30"

Výchoz v pince – 400 m jv. od vrcholu Blatenského vrchu (1042,6 m n.m.)

Greisenová žíla v středně zrnitém granitu nevýrazně porfyrickém (z. h. 2 mm, qz a fsp v. 3 mm)

MH 17: N:50°24'30,15"; E:12°47'23,55"

Volný blok v lese – 200 m jz. od vrcholu Sněžná hůrka (949,3 m n.m.)

Muskovit-křemenný greisen

MH 18: N:50°24'16,1"; E:12°48'33,3"

Výchoz v pince – 600 m S od kóty 218 (993,2 m.n.m.)

Křemenný a muskovit - křemenný greisen

MH 19: N:50°24'3,2"; E:12°46'13,1"

Výchoz v zářezu u hřiště (Horní Blatná) - 300 m v. od Jelení hory (936, 4 m.n.m.)

Biotitový granit středně porfyrický (z. h. 0.5 mm, qz v. 5 mm, fsp v. 5 – 10 mm)

MH 20 : N:50° 24'2,9"; E:12°46'10,8"

Volný blok v agrárním valu na poli – 100 z. od Jelení hory (936,4 m.n.m.)

Jemnozrnný biotitový granit s turmalínem řídce porfyrický (z.h. 0.5 – 1 mm, v fsp qz 5 mm), s megakrystami živce (40 mm) a turmalínovými nodulemi

MH 21: N:50°24'1,3"; E:12°46'38,7"

Volné bloky na louce (J z. stěny) – 220 m S od kóty 215 (947,8 m.n.m.)

Křemen-slídnatý greisen

MH 22: N:50°24'1,3"; E:12°46'38,7"

Volné bloky na louce (jižní část západní stěny) – 220 m S od kóty 215 (947,8 m.n.m.)

Jemnozrnný biotitový granit řídce porfyrický (z.h. 0.3 mm, qz v. 3 – 6 mm) s megakrystami živce

MH 23: N:50°24'3,2"; E:12°46'38,2"

Výchoz v pince - 300 m SV od vrcholu Blatenského vrchu (kóta 7.02 - 1042,6 m.n.m.)

Greisenizovaný mikrogranit, žíla v drobno až středně zrnitého biotitického granitu (z.h. 0.3 zvětřalé, fsp >qz v. 3 mm)

MH 24: N:50° 24'3,2"; E:12°46'38,2"

Výchoz v pince - 300 m SV od vrcholu Blatenský vrch (kóta 7.02 - 1042,6 m.n.m.)

Křemen-slídnatý greisen

MH 25: N:50°24'3,2"; E:12°46'38,2"

Výchoz v pince - 300 m SZ od vrcholu Blatenský vrch (kóta 7.02 - 1042,6 m.n.m.)

Greisenová žíla v středně zrnitém turmalín - biotitovém granitu vzácně až řídkce porfyrickém (z.h. 0.7 mm, qz a fsp v. 3 – 5 mm)

MH 26: N:50°24'3,1"; E:12° 46' 38,2''

Volný blok v lese - 270 m SZ směrem od vrcholu Blatenský vrch (kóta 7.02 - 1042,6 m.n.m.)

Křemen-slídnatý greisen

MH 27: N:50°24'3,1"; E:12°46'41,8"

Výchoz v pince - 200 m SZ směrem od vrcholu Blatenský vrch (kóta 7.02 - 1042,6 m.n.m.)

Žilný greisen z hustě až středně zrnitého biotitického granitu nevýrazně porfyrického

MH 28: N:50°24'7,7"; E:12°46'42,4"

Volný blok v lese - 300 m SSZ směrem od vrcholu Blatenský vrch (kóta 7.02 - 1042,6 m.n.m.)

Středně zrnitý biotitový granit řídkce porfyrický (z.h. 0.7 mm, qz a fsp v. 7 mm)

MH 29: N:50°24'15,3"; E:12°46'35,5"

Volný blok v lese - 700 m SSZ směrem od vrcholu Blatenský vrch (kóta 7.02 - 1042,6 m.n.m.)

Dvojslídný muskoviticko - biotitový granit

MH 30: N:50°24'55,0"; E:12°46'34,0"

Volný blok v lese – 20 m S od vrcholu Lesíka (976,0 m.n.m.)

Středně až hrubozrnný granit s topazem nevýrazně porfyrický (z. h. 1, 5 mm, qz a fsp v. 4 – 7 mm)

MH 31: N:50°25'0,2"; E:12°46'35,6"

Výchoz v lomu – 200 m Z směrem od kóty 834,51 m.n.m.

Středně až hrubozrnný biotitový granit řídkce porfyrický (megakrysty živce) (z.h. 2 – 3 mm, qz v. 3 – 7 mm, fsp v. 5 – 15 mm)

MH 32: N:50°25'59,8"; E:12°46'32,5"

Volný blok v lese – 250 m Z směrem od vrcholu Lesíka (976,0 m.n.m.)

Středně až hrubozrnný biotitový granit, řídkce porfyrický, s turmalínovými nodulemi (z.h. 0.5 – 0.7 mm, qz a fsp v. 5 – 7 mm)

MH 33: N:50°24'49,3"; E:12°47'12,3"

Volný blok v lese – 100 m ZJZ směrem od kóty 859,08 m.n.m.

Granit typu Luhy, jemnozrnný biotitový granit neporfyrický (z.h. 1.5 mm, qz a fsp v. 3 mm)

MH 34: N:50°24'49,8"; E:12°47'13,3"

Volný blok v lese – 100 m ZJZ směrem od kóty 859,08 m.n.m.

Středně až hrubozrnný biotitový granit neporfyrický (z.h. 3 mm, fsp a qz vyrostlice 7-10 mm)

MH 35: N:50°24'49,9"; E:12°47'13,3"

Volný blok v lese – 100 m s. směrem od kóty 859,08 m n.m.

Greisenová žíla ve středně zrnitém biotitovém granitu nevýrazně porfyrickém (z.h. 1 mm, qz v. 2 mm)

MH 36: N:50°24'54,8"; E:12°47'16,5"

Volný blok v lese – 200 m s. směrem od kóty 859,08 m n.m.

Velmi jemnozrnný biotitový granit neporfyrický (z.h. 0.5 – 0.7 mm)

MH 37: N:50°24'56,3"; E:12°47'17,3"

Volný blok v lese – 300 m ssz. směrem od kóty 859,08 m n.m.
Kontakt mezi turmalínem a křemen-muskovitickým greisen s hematitizací

MH 38: N:50°24'55,7"; E:12°47'1,2"

Volný blok v lese – 350 m s. směrem od kóty 850,17 m n.m.
Křemen-topazový greisen

MH 39: N:50°24'55,7"; E:12°47'1,2"

Volný blok v lese - 250 m jjv. od vrcholu Čupřina (949,1 m n.m.)
Greisenová žíla v drobnozrnném granitu (z.h. 1 mm)

MH 40: N:50°24'58,3"; E:12°46'12,7"

Výchoz v lomu – 350 m sz. od vrcholu Lískovce (892 m n.m.)
Drobno – středně zrnitý granit vzácně drobně porfyrický (z.h. 1 mm, qz v. 2 mm)

MH 41: N:50°24'58,3"; E:12°46'12,7"

Výchoz v lomu – 350 m sz. od vrcholu Lískovce (892 m n.m.)
Drobno – středně zrnitý biotitový granit s turmalínem neporfyrický (z.h. 0,5 mm)

MH 42: N:50°25'2,3"; E:12°45'57,4"

Volný blok u cesty – 100 m zjz. od kóty 786,26 (m n.m.)
Drobnozrnný biotitový granit s turmalínem nevýrazně porfyrický (z.h. 1, 5 mm, qz a fsp. v. 3 mm)

MH 43: N:50°25'8,0"; E:12°45'53,9"

Výchoz v zatopené pínce – 150 m Z od kóty 786,26 (m n.m.)
Kontakt fylitu a drobnozrnného biotitového granitu s turmalínem vzácně porfyrického (z.h. 0,8 mm, qz a fsp v. 3 -4 mm) (magmatický krb)

MH 44: N:50°25'7,5; E:12°45'57,8"

Volný blok v lese u cesty – 300 m zsz. od kóty 809,94 m n.m.
Kontakt mezi pegmatitem a mikrogranitem (z. h. 0.4 mm)

MH 45: N:50°25'9,2"; E:12°46'7,4"

Volný blok v lese – 250 m ssv. od kóty 786,26 m n.m.
Stockscheider

MH 46: N:50°25'9,6"; E:12°46'8,5"

Výchoz v lese – 300 m z. od kóty 809,94 m.n.m.
Jemnozrnný granit neporfyrický (z.h. 0,5 mm) s biotitovou žilkou

MH 47: N:50°25'29,1"; E:12°46'30,8"

Volný blok v lese – 200 m j. od kóty 5.02 (954,9 m n.m.)
Jemnozrnný biotitový granit řídké porfyrický (z.h. 0,5 mm, qz a fsp v. 5 mm) s megakrystami živce

MH 48: N:50°25'29,1"; E:12°46'30,8"

Výchoz na haldě – 400 m s. od kóty 809,94 m n.m.
Křemen-topazový greisen

MH 49: N:50°25'23,3"; E:12°46'39,1"

Volný blok v lese – 500 m j. od kóty 954,9 m n.m.
Přechod mezi křemen - slídnatým a křemen-topazovým greisenem

MH 50: N:50°25'23,1"; E:12°46'39,1"

Volný blok v lese - 500 m j. od kóty 954,9 m n.m.
Křemen - slídnato - turmalínový greisen

MH 51: N:50°25'24,2"; E:12°46'37,1"

Volný blok v lese - 500 m j. od kóty 954,9 m n.m.

Mikrogranit s křemennými vyrostlicemi a greisenizovaný mikrogranit s křemennými vyrostlicemi (z.h. 0,3 – 0,4 mm, qz v. 4 mm)

MH 52: N:50°25'24,2"; E:12°46'37,1"

Volný blok v lese -500 m j. od kóty 954,9 m n.m.

Mikrogranit nevýrazně porfyrický (z.h. 0,3 mm, qz v. 3 mm) + greisenizovaný mikrogranit s křemennými vyrostlicemi (z.h. 0,3 mm, qz v. 2 mm)

MH 53: N:50°25'23,9"; E:12°46'37,4"

Volný blok v lese - 500 m j. od kóty 954,9 m n.m.

Topaz - křemenný greisen

MH 54: N:50°25'29,6"; E:12°46'6,5"

Volný blok v lese – 500 m zjz. od kóty 954,9 m n.m.

Aplit vzácně drobně porfyrický (z.h. 0,4 mm, qz a fsp v. 2 mm)

MH 55: N:50°25'15,9"; E:12°45'38,6"

Volný úlomek v úvozu cesty – 200 m od kóty 754,27 m n.m.

Silně turmalizovaný fylit

MH 56: N:50°23'55,3"; E:12°46'43"

Vlčí jámy – volný blok na dně jámy

Kontakt muskovit - křemenného greisenu a alterovaného jemnozrnného biotitového granitu hustě porfyrického (z.h. 0,5 mm, fsp a qz v. 5 mm)

MH 57: N:50°23'55,3 "; E:12°46'43"

Vlčí Jámy – volný blok na dně jámy

½ žilky zonálního greisenu z hematického hrubozrnného granitu středně porfyrického, přes křemen - muskovitický greisen do topazové žilky

MH 58: N:50°23'55,3"; E:12°46'43"

Vlčí jámy – volný blok na dně jámy

Křemen - slídnatý greisen s křemen - topazovým greisnem

MH 59: N:50°23'54,9 "; E:12°46'41,5"

Vlčí jámy – skalní stěna

Granit - přechod mezi hrubozrnnou a jemnozrnnou facií (z.h. 0,3 mm, fsp v. 5 – 10 mm, qz v. 5 mm)

MH 60: N:50°23'51,5"; E:12°46'42,2"

Vlčí jámy – hluboký propad

Granit - přechod mezi hrubozrnnou řídce porfyrickou (z.h. 2 – 3 mm, fsp a qz v. 5 – 7 mm) a jemnozrnnou facií neporfyrickou (z.h. 0,3 mm)

MH 61: N:50°23'51,5"; E:12°46'42,2"

Vlčí jámy – skalní stěna

Hrubozrnný granit středně porfyrický (z.h. 0,3 mm, v qz 5 mm, fsp 5 – 15 mm)

MH 62: N:50°23'51,5"; E:12°46'42,2"

Vlčí jámy – skalní stěna

Drobnozrnný granit řídce porfyrický (z.h. 0,5 – 0,7 mm, qz, méně fsp vyrostlice 1-2 mm)

MH 63: N:50°24'0,6"; E:12°46'42,5"

Volný blok v lese - 300 m z. od vrcholu Blatenský vrch (1042,6 m.n.m.)

Granitový porfyr (z. h. 0,4 mm, qz v. 3 mm, fsp v. 5 – 7 mm)

MH 64: N:50°24'0,6"; E:12°46'45,3"

Volný blok v lese – 100 m s. od Vlčích jam

Kontakt mezi jemnozrnnou facií (jemnozrnný granit neporfyrický, z.h.: 0.5 mm) a drobno až středně zrnitým granitem vzácně porfyrickým (z.h. 1.5 mm, qz a fsp v. 5 mm)

MH 65: N:50°23'53,7"; E:12°47'9,1"

Volný blok v lese – 300 m vjv. od vrcholu Blatenského vrchu (1042,6 m.n.m.)

Zonální greisen – přechod mezi topaz - křemenným a muskovit - křemenným greisenem (a,b)

MH 66: N:50°23'53,7"; E:12°47'9,1"

Volný blok v lese – 300 m vjv. od vrcholu Blatenského vrchu (1042,6 m.n.m.)

Ultragreisen s hematizací

MH 67: N:50°24'24,2"; E:12°48'2,4"

Výchoz v pince – 500 m j. od kóty 217 (922 m n.m.)

Hrubozrnný biotitový granit řidce až středně porfyrický s turmalinizací (z.h. 2 – 3 mm, qz v. 3 – 12 mm, fsp v. 5 mm)

MH 68: N:50°24'21,8"; E:12°48'5,8"

Výchoz v pince – 550 m j. od kóty 217 (922 m.n.m.)

Středně až hrubozrnný biotitový granit řidce porfyrický (z.h. 2 mm, v qz a fsp 4 mm) se slabou turmalinizací

MH 69: N:50°24'17,0"; E:12°48'24,7"

Výchoz v pince – 400 m s. od kóty 218 (993,2 m n.m.)

Žila velmi jemnozrnného granitu (z.h. 0,7 mm) (a,b)

MH 70: N:50°23'43,0"; E:12°47'29,2"

Volný blok na odvalu pinky – 500 m vsv. od kóty 223 (962,6 m.n.m.)

Středně zrnitý granit řidce nevýrazně porfyrický (z.h. 0,7 – 1 mm, v qz a fsp 3 mm)

MH 71: N:50°23'40,5"; E:12°47'32,7"

Volný blok na odvalu pinky – 500 m vsv. od kóty 223 (962,6 m n.m.)

Mikrogranit s pegmatitovým hnízdem (z.h. 0,4 mm)(a,b)

MH 72: N:50°23'40,9"; E:12°47'54,1"

Volný blok na louce po bývalém rašeliništi – 600 m jižně od kóty 218 (993 m n.m.)

Jemnozrnný biotitový granit středně porfyrický (z.h. 0,5 mm, fsp a qz v. 4 – 5 mm)

MH 73: N:50°23'40,6"; E:12°47'55,2"

Volný blok na louce po bývalém rašeliništi - 600 m j. od kóty 218 (993 m n.m.)

Topazový greisen

MH 74: N:50°23'37,3"; E:12°48'32,6"

Výchoz na haldě – 600 m s. od kóty Lesík (976,0 m n.m.)

Jemnozrnný granit řidce až středně porfyrický (z.h. 0.5 mm, qz a fsp v. 3 – 4 mm)

MH 75: N:50°23'31,9"; E:12°49'1,2"

Volné bloky na dně Jiřího pinky - 350 m z. od kóty 11 (1029 m.n.m)

Jemnozrnný biotitový granit vzácně až středně porfyrický (z.h. 0.5 – 0.7 mm, fsp a qz v. 4 mm)

MH 76: N:50°23'31,9"; E:12°49'1,2"

Volné bloky na dně Jiřího pinky - 350 m z. od kóty 11 (1029 m n.m)

Kontakt mezi jemnozrnným granitem řidce porfyrickým (z.h. 0.7 mm, qz v. 3 – 5 mm) a hrubozrnným turmalínovým granitem (z.h. 4 mm)(a,b)

MH 77: N:50°23'33,1"; E:12°49'17,0"

Volné bloky na dně Jiřího pinky - 100 m z. od kóty 11 (1029 m n.m.)

Středně zrnitý granit středně až hustě porfyrický (z.h. 0.5 mm, qz v. 4 mm a fsp v. 5 – 7 mm)

MH 78: N:50°23'37,4"; E:12°49'21,6"

Volné bloky na dně Jiřího pinky - 100 m s. od kóty 11 (1029 m n.m.)

Kontakt mezi křemenným a topazovým greisenem

MH 79: N:50°23'32,5"; E:12°49'15,5"

Volné bloky na dně pinky spadlé z východní stěny - 100 m jz. od kóty 11 (1029 m n.m.)

Jemnozrnný turmalínový granit řídkce až středně porfyrický (z.h. 0.5 mm, qz a fsp v. 3 mm, převaha křemenných vyrostlic)

MH 80: N:50°23'32,5"; E:12°49'15,5"

Volné bloky na dně pinky spadlé z východní stěny - 100 m JZ od kóty 11 (1029 m n.m.)

Jemnozrnný turmalínový granit řídkce až vzácně porfyrický (z.h. 0.5 mm, qz a fsp v. 3 – 6 mm)

MH 81: N:50°23'32,5"; E:12°49'15,3"

Volné bloky na dně pinky spadlé z východní stěny - 100 m jz. od kóty 11 (1029 m n.m.)

Topazový greisen

MH 82: N:50°23'15,4"; E:12°49'20,7"

Volné bloky v lůmku – 50 m z. od kóty 227 (961,9 m n.m.)

Středně zrnitý biotitový granit řídkce porfyrický (z.h. 0.7 mm, fsp a qz v. 3 mm) s turmalínovými nodulemi

MH 83: N:50°23'14,0"; E:12°49'36,0"

Výchoz v haldě – 250 m v. od kóty 227 (961,9 m n.m.)

Středně až hrubozrnný biotitový granit řídkce až středně porfyrický (s převahou živcových vyrostlic) (z.h. 1 mm, fsp v. - 10 mm, qz v. 5 mm)

MH 84: N:50°23'14,0"; E:12°49'36,0"

Halda nad štolou Kryštof - 400 m jjv. od kóty 11 (1029 m n.m.)

Křemen-topazový greisen

MH 85: N:50°23'10,6"; E:12°49'51,5"

Halda u ústí štol Kryštof - 200 m s. od kóty 927,62 m n.m.

Jemně zrnitý granit řídkce porfyrický (z.h. 2 mm, v qz a fsp 3 – 5 mm) s turmalínovými nodulemi

MH 86: N:50°23'10,6"; E:12°49'51,5"

Halda u ústí štol Kryštof - 200 m s. od kóty 927,62 m n.m.

Muskovit - křemenný greisen

MH 87: N:50°23'10,6"; E:12°49'51,5"

Halda u ústí štol Kryštof - 200 m s. od kóty 927,62 m n.m.

Středně zrnitý až hrubozrnný granit hustě porfyrický (z.h. 0.5 – 2 mm, v qz 4 mm, fsp 10 – 15 mm) s turmalínovými nodulemi

MH 88: N:50°23'22,9"; E:12°49'55,6"

Volný blok ze severní stěny Schnappovy pinky - 320 m z. od kóty 215 (960,8 m n.m.)

Křemenný greisen

MH 89: N:50°23'40,7"; E:12°49'58,1"

Volný blok v průseku – 300 m jv. od kóty 1043,7 m n.m.

Středně až hrubě zrnitý biotitový granit středně porfyrický (z.h. 2 mm, v qz a fsp 7 – 9 mm) s turmalínovými nodulemi

MH 90: N:50°23'30,5"; E:12°49'55,8"

Východní stěna pinky – 550 m v. od kóty 11 (1029,3 m n.m.)

Granit středně porfyrický (z.h. 2 mm, qz a fsp v. 3 mm) s greisenovou žilkou

MH 91: N: 50° 23'31,7"; E:12°49'54,8"

Volný blok na mítině - 500 m zsz. od kóty 994,85 m n.m.

Greisenová žíla v jemno až středně zrnitém biotitovém granitu s turmalínem řídkce porfyrickém (z.h. 2 mm, qz a fsp v. 5 – 7 mm)

MH 92: N:50°24'15,2"; E:12°48'45,1"

Volný blok v lese – 300 m s. od kóty 1031,2 m n.m.

Granitový porfyr (z.h. 0,3 mm, qz v. 4 – 5 mm, fsp v. 15 – 20 mm)

MH 93: N:50°24'15,4"; E:12°48'49,9"

Volný blok v lese - 300 m S od kóty 1031,2 m n.m.

Biotitový mikrogranit s turmalínemvzácně porfyrický (z.h. 0.7 mm, qz a fsp v. 2 mm)

MH 94: N:50°24'23,6"; E:12°48'40,8"

Výchoz ve skále – 800 m vjv. od kóty 217 (922,0 m n.m.)

Silicifikovaný a turmalinizovaný fylit

MH 95: N:50°24'23,6"; E:12°48'41,7"

Volný blok v lese - 800 m vjv. od kóty 217 (922,0 m n.m.)

Turmalinizovaný fylit s křemen-topazovou žilkou

MH 96: N:50°24'30,2"; E:12°47'54,1"

Halda Zuzana - 250 z. od vrcholu Sněžná hůrka (949,3 m n.m.)

Hrubozrnný granit (z.h. 3 – 6 mm)

MH 97: N:50°24'20,8"; E:12°47'42,0"

Výchoz v lese - 300 m j. od vrcholu Sněžná hůrka (949,3 m n.m.)

Hrubozrnný granit neporfyrický s greisenizací (z.h 3 – 4 mm)

MH 98: N:50°24'20,8"; E:12°47'42,0"

Výchoz v lese - 300 m j. od vrcholu Sněžná hůrka (949,3 m n.m.)

Drobně až středně zrnitý biotitový granit nevýrazně porfyrický s turmalinizací (z.h. 1 mm, qz fsp v. 2 – 4 mm)

MH 99: N:50°24'31,4"; E:12°47'31,0"

Volný blok v lese – 100 m vjv. od kóty 949,3 m n.m.

Hrubozrnný biotitový granit porfyrický s turmalinizací (z.h. 2 mm, fsp qz v. 3 – 4 mm)

MH 100: N:50°24'51,7"; E:12°47'22,1"

Výchoz ve skalním srázu nad Černou – 100 m J od kóty 861,01 m.n.m.

Rohovec

MH 101: N:50°24'49,2"; E:12°47'9,6"

Volný blok v lese – 150 m z. od kóty 949,3 m n.m.

Kontakt mezi jemnozrnným granitem řídkce porfyrickým (z.h. 1.5 mm, qz a fsp v. 3 mm) a středně až hrubě zrnitým biotitovým granitem (z.h. 5 mm, qz fsp v. 7- 10 mm)

MH 102: N:50°24'32,0"; E:12°47'10,8"

Výchoz v lese - 450 m z. od vrcholu Sněžná hůrka (949,3 m n.m.)

Jemnozrnný biotitový granit řídkce porfyrický (z.h. 0,5 mm, převažují fsp v. 2 – 3 mm)

MH 103: N:50°24'31,6"; E:12°47'18,6"

Výchoz v lese - 250 m z. od Sněžné hůrky (949,3 m n.m.)

Kontakt mezi jemnozrnnou facií „aplitickou“ neporfýrickou (z.h. 0,4 mm) a středně zrnitou facií neporfýrickou (z.h. 2- 3 mm)

MH 104: N:50°24'26,2"; E:12°47'9,9"

Halda těžné jámy dobývky František - 300 m z. od vrcholu Sněžná hůrka (949,3 m n.m.)

Granit typu Blatenský vrch: středně zrnitý biotitový granit velmi vzácně porfýrický (z.h. 1-2 mm, qz a fsp v. 4 mm)

MH 105: N:50°24'26,2"; E:12°47'9,9"

Halda těžné jámy dobývky František - 300 m z. od vrcholu Sněžná hůrka (949,3 m n.m.)

Mikrogranit (z.h. 0,7 mm) s pegmatitovými hnízdy

MH 106: N:50°24'13,1"; E:12°45'01,2"

Odkryv ve skalní stěně – 200 m s. od kóty 913,2 m.n.m.

Fylit

MH 107: N:50°25'01,5"; E:12°44'09,3"

Železniční zářez – osada Stráž (380 m j. od kóty 210 (781,3 m n.m.))

Amfibolit (a,b)

MH 108: N:50°25'09,9"; E:12°43'58,9"

Volný blok – 120 m od z. Potůčky zastávka

Ryolitový porfyr (qz v. 4 mm)

MH 109: N:50°25'09,0"; E:12°44'00,5"

Volný blok – 100 m od z. Potůčky zastávka

Žilný ryolit

MH 110

N:50°25'06,7"; E:12°44'38,8"

Odkryv v dobývce (Dorota) - 200 m zjz. od vrcholu Dolina (811, 1 m n.m.)

Greisenové žilky v ryolitu (110 a,b,c)

MH 111

N:50°25'06,8"; E:12°44'38,0"

Odkryv v dobývce (Dorota) - 200 m zjz. od vrcholu Dolina (811, 1 m n.m.)

Greisenové žilky v ryolitu

MH 112

N:50°25'05,8"; E:12°44'38,8"

Čelo štoly Dorota v dobývce - 200 m zjz. od vrcholu Dolina (811, 1 m n.m.)

Greisenové žilky v ryolitu (a,b)

MH 113

N:50°25'22,1"; E:12°45'13,5"

Výchoz v lomu – 300 m j. od kóty 204 (728,5 m.n.m.)

Jemnozrnný granit neporfýrický (z.h. 0,8 mm (a,b)

MH 114

N:50°25'31,6"; E:12°45'51,2"

Volný blok – 700 m z. od kóty 5.02 (954,9 m.n.m.)

Jemnozrnný granit vzácně až řídké porfýrický (z.h. 0,3 mm, qz a fsp v. 3 – 4 mm)

MH 115

N:50°25'31,6"; E:12°45'51,2"

Volný blok – 700 m z. od kóty 5.02 (954,9 m.n.m.)
Mikrogranit nevýrazně porfyrický (z.h. 0,2 mm, v qz a fsp 2 mm) s biotitivou (?) žilkou

MH 116

N:50°25'47,7"; E:12°45'05,7"

Volný blok v lese – 430 m j. od vrcholu Rudná (kóta 3 - 852,3 m.n.m.)

Přechod mezi fylitem a turmalinitem(a,b)

MH 117

N:50°25'53,5"; E:12°45'14,3"

Odkryv ve skalní stěně - 330 m jjz. od kóty 3 (852,3 m.n.m.)

Fylit

MH 118

N:50°25'57,2"; E:12°45'15,9"

Úlomek z vrtného jádra – 300 m jz. od kóty 3 (852,3 m.n.m.)

Turmalinizovaný fylit

MH 119

N:50°25'55,9"; E:12°46'35,7"

Odkryv v lomu v Podlesí – 300 m s. od kóty 5 (961,6 m.n.m.)

Kontakt mezi stockgranitem (z.h. 0,2 mm) (fsp v 10 mm)(a,b) a fylitem

MH 120

N:50°25'56,0"; E:12°46'35,8"

Odkryv v lomu v Podlesí – 300 m s. od kóty 5 (961,6 m.n.m.)

Kontakt zinwalditové žíly a stockgranitu

MH 121

N:50°25'54,0"; E:12°46'28,5"

Odkryv ve skalní stěně – 200 m s. od kóty 5 (961,6 m.n.m.)

a) Aplit (z.h. 0,7 mm); b) kontakt fylitu a okrajového stockscheideru,c) stockgranit

MH 122

N:50°25'52,7"; E:12°46'28,1"

Volný blok – 120 m s. od kóty 5 (961,6 m.n.m.)

Rohovec

MH 123

N:50°24'07,5"; E:12°47'05,8"

Volný blok – 380 m v. od vrcholu Blatenského vrchu (kóta 7.02 - 1042,6 m.n.m.)

Drobno až středně zrnitý biotitový granit řídce až středně porfyrický (z.h. 1 mm, qz a fsp v.4 – 5 mm)

MH 124

N:50°24'54,3"; E:12°46'51,4"

Volný blok – 190 m s. od kóty 213 (847, 0 m.n.m.)

Biotitový mikrogranit s turmalínem nevýrazně porfyrický (z.h. 0,3 – 0,5 mm, fsp a qz v. 1,5 mm)

MH 125

N:50°25'10,5"; E:12°46'38,9"

Volný blok – 110 m ssz. od kóty 815,34 m n.m.

a) Jemně až středně zrnitý granit, vzácně porfyrický (z.h. 0.7 – 1 mm, qz a fsp v. 5 – 7 mm), b) kontakt mezi jemnozrnnou facií nevýrazně porfyrickou (z.h. 0,3 mm, v qz a fsp 3 mm) a středně zrnitou facií řídce porfyrickou (z.h. 2 mm, qz a fsp 4 mm)

MH 126

N:50°25'10,5"; E:12°46'39,0"

Volný blok – 110 m ssz. od kóty 815,34 m n.m.

Středně zrnitý biotitový granit nevýrazně porfyrický (z.h. 2 mm, fsp a qz v. 4 mm) s turmalínovými nodulemi (a,b)

MH 127

N:50°25'10,5"; E:12°46'39,0"

Volný blok – 110 m ssz. od kóty 815,34 m n.m.

Středně zrnitý granit středně porfyrický (z.h. 2 mm, qz a fsp v 5 – 7 mm)

MH 128

N:50°25'12,6"; E:12°46'27,5"

Úlomek na odvalu – 100 m s. od kóty 809, 94 m n.m.

Topaz – křemenný greisen

MH 129

N:50°25'12,6"; E:12°46'27,5"

Úlomek na odvalu – 100 m s. od kóty 809, 94 m n.m.

Křemenný greisen

MH 130

N:50°25'12,6"; E:12°46'27,5"

Úlomek na odvalu – 100 m s. od kóty 809, 94 m n.m.

Muskovit-křemenný greisen

MH 131

N:50°25'12,6"; E:12°46'27,5"

Úlomek na odvalu – 100 m s. od kóty 809, 94 m n.m.

Muskovit-křemenný greisen

MH 132

N:50°25'19,1"; E:12°45'45,5"

Volný blok – 200 m s. od kóty 771,04 m n.m.

Amfibolit (a,b)

MH 133

N:50°25'17,6"; E:12°45'45,5"

Odkryv v zářezu cesty, volný blok – 180 m s. od kóty 771,04 m n.m.

Fylit s turmalínovou žilkou

MH 134

N:50°23'46,4"; E:12°47'13,8"

Odkryv v pince – 500 m ssv. od kóty 223 (962,6 m n.m.)

Středně až hrubozrnný granit vzácně až řídké nevýrazně porfyrický (z.h. 0,7 mm, v qz 5 mm, fsp 10 – 15 mm)

MH 135

N:50°23'32,2"; E:12°47'13,"

Volný blok v agrárním valu – 170 m sz. od vrcholu kopce Smrčina (999,7 m n.m.)

Jemnozrnný biotitový granit s turmalínem středně porfyrický (z.h. 0,5 mm, qz a fsp v. 3 mm) s megakrystami živce (20 mm)

MH 136

N:50°23'15,9"; E:12°54'09,2"

Volný blok v lese – vrchol Lesíka (976 m n.m.)

Jemnozrnný biotitový granit s turmalínem řídkce porfyrický (z.h. 0,4 mm, qz a fsp v. 5 mm)

MH 137

N:50°23'12,1"; E:12°48'17,5"

Volný blok v lese – 130 m vjv. od vrcholu Lesíka (976,0 m n.m.)

Granitový porfyr (v qz a fsp 3 – 5 mm)

MH 138

N:50°23'14,1"; E:12°47'13,8"

Volný blok – 200 m sz. od vrcholu kopce Smrčina (999,7 m n.m.)

Drobnozrnný biotitový granit vzácně porfyrický (z.h. 0,7 mm, qz v. 3 mm, fsp v. 15 mm)

MH 139

N:50°23'44,9"; E:12°48'43,6"

Volný blok z valu – 500m j. od kóty 8 (1031,2 m n.m.)

Biotitový mikrogranit s turmalínem řídkce porfyrický (z.h. 0,7 mm, qz a fsp v. 4 mm)

MH 140

N:50°23'39,6"; E:12°45'33,0"

Volný blok v lese – 190 m z. od vrcholu Jelení hory (936,4 m n.m.)

Jemnozrnný granit řídkce porfyrický s megakrystami živce a menším počtem křemene (z.h. 0.2 mm, v. 5 mm)

MH 141

N:50°23'40,9"; E:12°45'29,9"

Volný blok v lese – 220 m z. od vrcholu Jeleního hory (936,4 m n.m.)

a) Mikrogranit s turmalínem nevýrazně porfyrický (z.h. 0,3 mm, qz v. 3 mm a fsp v. 5 mm), b) jemně zrnitý granit řídkce porfyrický (z.h.0,5 mm, v qz 3 – 4 mm) s turmalínovými nodulemi

MH 142

N:50°23'44,2"; E:12°45'28,3"

Volný blok v lese – 300 m ssz. od vrcholu Jelení hory(936,4 m n.m.)

Jemnozrnný granit řídkce nevýrazně porfyrický (z.h. 0,2 mm, v qz 2 – 3 mm) greisenizovaný (s hematitizací)

MH 143

N:50°23'52,6"; E:12°45'24,8"

Výchoz v pince – 300 m jz. od kóty 921,1 m n.m.

Hrubozrnný biotitový granit řídkce až středně porfyrický s turmalínem (z.h.3 mm, qz a fsp v. 7- 10 mm)

MH 144

N:50°23'56,4"; E:12°45'22,9"

Volný blok v lese – 350 m zjz. od kóty 921,1 m n.m.

Turmalinizovaný fylit

MH 145

N:50°23'57,8"; E:12°45'22,4"

Volný blok v lese– 400 m z. od kóty 921,1 m n.m.

Turmalinit

MH 146

N:50°23'57,8"; E:12°45'22,4"

Skalni stěna – 400 m z. od kóty 921,1 m n.m.

Žíla jemnozrnného granitu neporfyrického (0,5 mm) v středně zrnitém granitu středně až hustě porfyrickém (z.h. 0,1 – 1 mm, v. qz 3 mm, fsp 5 mm)

MH 147

N:50°23'57,8"; E:12°45'22,4"

Volný blok v lese – 400 m z. od kóty 921,1 m n.m.
Turmalinit

MH 148

N:50°23'55,5"; E:12°45'26,2"

Volný blok v lese – 330 m z. od kóty 921,1 m n.m.
Mikrogranit neporfyrický (z.h. 0,4 mm)

MH 149

N:50°24'15,6"; E:12°50'24,7"

Volný blok v lomu – 300 m jv. od kóty 219 (987,8 m n.m.)
Fonotefrit

MH 150

N:50°24'04,2"; E:12°49'27,7"

Volný blok v lomu – 120 m s. od kóty 990,14 m n.m.
Melanefelinit

MH 151

N:50°23'47,5"; E:12°50'10,6"

Výchoz v lomu – 210 m z. od kóty 5 (1053,7 m n.m.)
Melanefelinit (a,b,c)

MH 152

N:50°24'13,1"; E:12°50'39"

Volný blok u vrcholu – 120 m z. od vrcholu vrchu Nad Rýžovnou (1053,7 m n.m.)
Melanefelinit

MH 153

N:50°24'32,3; E:12°47'14,3"

Volný blok u cesty – 100 m v. od kóty 216 (875 m n.m.)

Středně zrnitý biotit – Turmalínový granit řidce až středně porfyrický (megakrysty živce – 10 mm) (z.h. 1 mm, qz a fsp v. 3 mm) s turmalinovou nodulí

BL-2

Jelení hora – VSV od kóty 936.4

Jemnozrnný biotitový granit řidce porfyrický

BL-17

Písková skála – 400 m SSV od kóty 961.8

Jemnozrnný topaz-zinnwalditový granit

BL-24

Pískovec – 191 m V od kóty 815.34

Topaz-zinnwalditový granit porfyrický

BL-25

Písková skála – 198 m S od kóty 961.8

Greisenizovaný granit

BL-27

Písková skála – 400 m SSV od kóty 961.8

Pegmatit (stockscheider)

Příloha E: Seznam zkratk minerálů použitých v textu v textu

Symbol	Minerál	Symbol	Minerál
And	Andalusit	Tp	Topaz
Ann	Annit	Tu	Turmalín
Bt	Biotit	Zwd	Zinwaldit
Cel	Celadonit		
Chl	Chlorit		
Cpx	Klinopyroxen		
Crd	Cordierit		
Drav	Dravit		
Eas	Eastonit		
Foi	Foitit		
Fsp	Živec		
Fls	K-živec		
Hem	Hematit		
Ilm	Ilmenit		
Ms	Muskovit		
Olivín	Olivín		
Oxy-drav	Oxy-drav		
Oxy-foi	Oxy-foitit		
Phl	Flogopit		
Plg	Plagioklas		
Pli	Polyolithionit		
Qz	Křemen		
Sdph	Siderofylit		
Ser	Sericit		
Schl	Skoryl		
Tli	Trilithionit		